

ESTUDIO SOBRE ALGUNOS PARAMETROS ATMOSFERICOS ASOCIADOS A LA FORMACION Y EVOLUCION DE SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOSCALA

R. Riosalido
(S.T.A.P.)

1. INTRODUCCION

Dentro del amplio espectro de tamaños y estructuras en las que se presenta la convección en latitudes medias, se encuentran los Sistemas Convectivos de Mesoscala (SCM). Estos sistemas, que son uno o dos órdenes de magnitud mayor que las simples tormentas, poseen un grado de organización interna que los hace ser muy eficientes en términos de precipitación, pues bien, la convección que afecta al Mediterráneo Español durante el otoño, frecuentemente se presenta en forma de estas estructuras. Así, por ejemplo, durante la campaña Previmet Mediterráneo-89, se identificaron y catalogaron 35 de estos sistemas en las proximidades de la Península Ibérica (Riosalido. 1990).

Dada la importancia que estos sistemas tienen, así como las fuertes precipitaciones que producen, podemos decir que la predicción de su formación y evolución es uno de los mayores retos con que se enfrentan los predictores. Desde el punto de vista operativo, se plantean diferentes problemas, el primero de ellos es el de la predicción a corto plazo (12-48 horas), y que consiste en identificar la zona o zonas favorables para el desarrollo convectivo y en evaluar si pueden existir o no elementos o mecanismos que favorezcan la focalización de esta convección. Una vez formado el SCM, el problema consiste en predecir su movimiento, intensificación o decaimiento y actividad. Ambas cuestiones son distintas y necesitan de herramientas diferentes. En el primer caso, la predicción a corto plazo, los modelos numéricos constituyen la herramienta más adecuada, mientras que en el segundo se trata de un problema de vigilancia y predicción a muy corto plazo y para ello el predictor ha de apoyarse en un uso intensivo de las imágenes de satélite, radar y datos convencionales, así como en la utilización de modelos conceptuales de estructura y ciclo de vida de estos sistemas.

En este trabajo se trata de abordar algunos aspectos relacionados con el primero de los problemas, la predicción a corto plazo mediante el uso de modelos numéricos. Para ello, la primera consideración que hay que tener en cuenta es que no podemos esperar que los modelos operativos actuales, y más concretamente el modelo de área limitada del I.N.M., sean capaces de predecir la formación y evolución de estos sistemas, ya que se trata de modelos de escala sinóptica en los que la parametrización de fenómenos de mesoescala es todavía insuficiente. Pero lo que sí se les puede pedir, es que reproduzcan, de la manera más detallada posible, el ambiente sinóptico previsible, y es en ese marco sinóptico, donde el predictor debe intentar localizar las zonas más probables para su formación.

Evidentemente, para ello, el predictor debe conocer por un lado cuál es el ambiente sinóptico más favorable al fenómeno que se trata de predecir, y por otro el o los mecanismos o factores, de escala inferior a la sinóptica, que pueden influir. Las salidas de los modelos numéricos le ayudarán en la primera tarea, pero aquí puede surgir otro problema; hoy día, el predictor tiene acceso a una gran cantidad de productos que constituyen las salidas de los modelos numéricos, no sólo ya a los campos clásicos de geopotencial y tem-

peraturas, sino tambien a todo un conjunto de productos de postproceso y/o de campos de diagnóstico derivados, y puede preguntarse ¿qué campos, además de los clásicos, es conveniente examinar de entre los varios cientos posibles?, o de otra manera, ¿qué campos derivados pueden contener información relevante que ayude al predictor a localizar de una manera más precisa las posibles zonas de convección organizada? (Schwartz et al. 1987).

En este trabajo se ha tratado de caracterizar, de una manera objetiva, este "marco" sinóptico al tiempo que se ha tratado de buscar qué campos derivados de los modelos resultan más adecuados para esta caracterización.

2. DATOS UTILIZADOS

Para intentar esta caracterización, se ha partido de los datos obtenidos mediante las imágenes IR del Meteosat de los sistemas convectivos de la temporada **septiembre-noviembre** de 1989, (Riosalido. 1990) y cuyos resultados figuran en este mismo volumen. De los 35 SCM catalogados, se han **seleccionado aquellos** que se desarrollaron en las proximidades del área Mediterránea Española, es decir, se han eliminado los que se formaron en el Golfo de Cádiz y en Africa. A continuación se han seleccionado los análisis objetivos operativos del modelo del I.N.M. (Díaz-Pabón. 1988) cuya hora nominal fuese próxima a los momentos de inicio y máxima extensión de cada uno de los SCM seleccionados.

Con estos análisis, se han confeccionado dos muestras, la primera formada por aquellos cuya hora estaba comprendida entre el momento de inicio de cada sistema y seis horas antes (Pre-SCM), y otra con los que quedaban en un entorno de mas-menos cuatro horas alrededor del momento de máxima extensión (madurez), con la esperanza de que pudiesen representar las condiciones sinópticas previas a la formación de estos sistemas

SCM	Tipo	Pre-SCM			Madurez			
		Fecha	Hora	Análisis	Fecha	Hora	Análisis	Ext.
T	I	05/09	03:30	05/09 00z	05/09	09:00	05/09 12z	160
W	III				06/03	11:30	06/09 12z	26
ZB	III				07/09	03:00	07/09 00z	45
X	I				07/09	15:00	07/09 12z	273
ZA	III				06/09	23:00	07/09 00z	12
Y	III				08/09	03:30	08/09 00z	102
A	II	19/09	21:00	20/09 00z	20/09	11:30	20/09 12z	61
B	III				21/09	03:30	21/09 00z	24
C	III	21/09	05:00	21/09 00z	21/09	14:30	21/09 12z	24
G	II	13/10	16:30	13/10 12z				96
H	II				14/10	01:30	14/10 00z	57
I	III	14/10	01:30	14/10 00z				79
K	III	14/10	19:30	14/10 12z	15/10	02:30	15/10 00z	57
L1	II	15/10	11:30	15/10 12z				49
L2	III				16/10	01:00	16/10 00z	36
M	II	15/10	18:30	15/10 12z	16/10	02:30	16/10 00z	83
O	III	27/10	17:00	27/10 12z	28/10	00:00	28/10 00z	24
P	I				28/10	05:00	28/10 00z	96
N	III				27/10	22:30	28/10 00z	13
NN	II	15/11	15:30	15/11 12z	16/11	01:00	16/11 00z	56
OO	II	16/11	01:30	16/11 00z				52
PP	I	16/11	01:30	16/11 00z	16/11	17:00	16/11 12z	127
Q3	II				16/11	11:30	16/11 12z	65
Q	II	18/11	02:00	18/11 00z				74
R	I	30/11	01:30	30/11 00z	30/11	11:00	30/11 12z	64
S	I				30/11	16:00	30/11 12z	143

Tabla I. SCM y análisis utilizados en el estudio. En la última columna figura la máxima extensión en miles de Km².

(Pre-SCM) y las correspondientes a su desarrollo (madurez). En total, se dispone de 14 casos en la etapa previa y 21 en la madurez. En la Tabla I se especifican algunos datos referentes a los sistemas así como los análisis utilizados.

El siguiente paso consistió en calcular, utilizando el sistema SAIDAS, todo un conjunto de campos derivados para cada situación, para finalmente, extraer de ellos, los valores de las variables en el punto de rejilla más próximo al centro de cada sistema convectivo (madurez) o de la posición de inicio (Pre-SCM) (Fig. 1). También se obtuvo el promedio de los cinco puntos de rejilla más próximos. El análisis de estos datos constituye el objeto del presente trabajo. Hay que hacer notar, que aunque todos los cálculos han sido realizados tanto para el valor central como para el promedio de cinco puntos, aquí sólo se reflejan los resultados obtenidos para el valor central, ya que las diferencias que se obtuvieron no resultaron significativas.

3. SELECCION DE CAMPOS DERIVADOS

En principio, el número posible de campos derivados que se pueden calcular con los 46 campos básicos proporcionados por el modelo de análisis (Z, T, RH, U y V a diferentes niveles) es muy elevado, por lo que necesariamente se impone un criterio de selección. Como el objetivo es caracterizar el ambiente sinóptico, hemos seleccionado aquellos campos relacionados con lo que a nuestro juicio constituyen los factores fundamentales en este tipo de situaciones, y que se pueden resumir en: forzamiento sinóptico, inestabilidad y contenido de humedad.

Para la caracterización del forzamiento sinóptico hemos optado por la divergencia del vector Q (Hoskins, 1978) así como por las advecciones de vorticidad geostrófica y térmicas en diferentes estratos. Para caracterizar la inestabilidad, hemos utilizado los índices Total de Totales (TT), K e Isoín, así como la diferencia de temperatura potencial equivalente por estratos como indicador de inestabilidad potencial. Por último, se han calculado diversos parametros de humedad como proporción de mezcla, agua precipitable, etc. Además de estos campos, se han calculado también otros campos como el gradiente de temperatura potencial equivalente en capas bajas, convergencia de humedad, divergencia y vorticidad del modelo, etc. En total se han calculado 68 campos para cada situación, lo que unido a los campos básicos, dan un total de 114 campos.

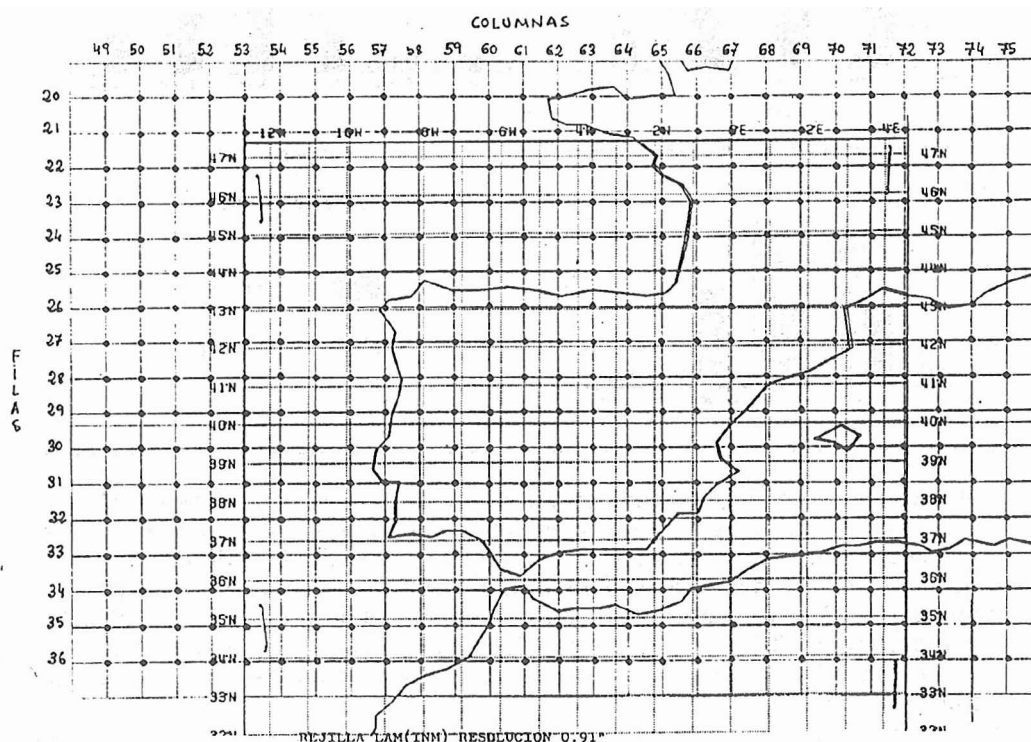


Fig. 1. Rejilla LAM (INM) Resolución 0.91°

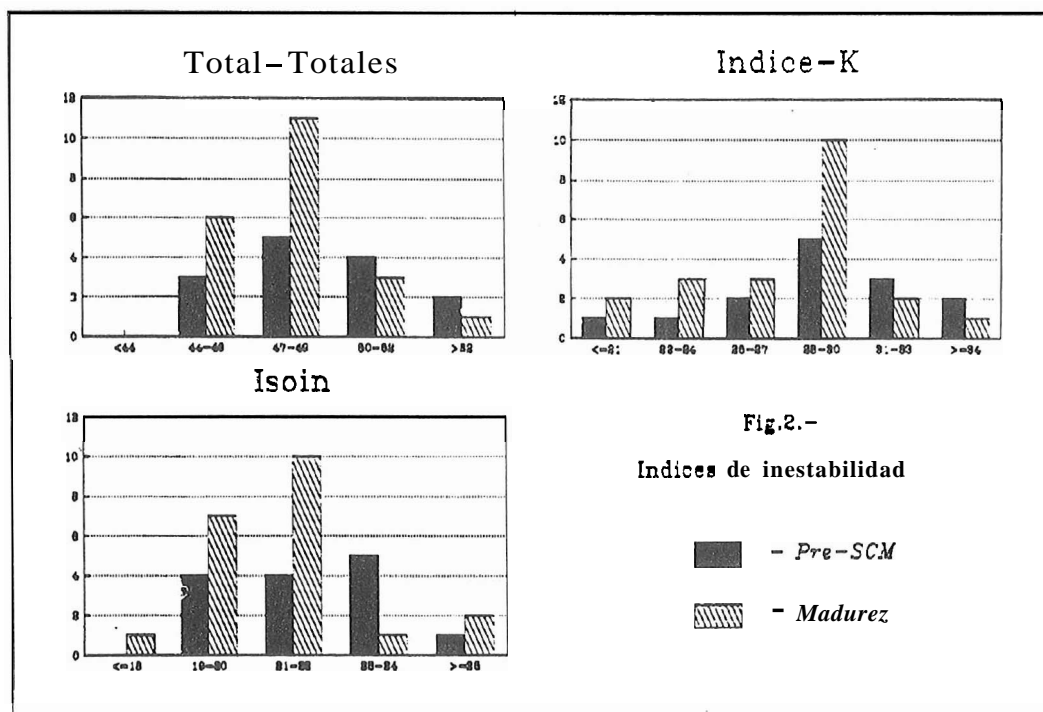
4. ANALISIS DE LOS RESULTADOS

4.1. Inestabilidad:

Como era de esperar, los índices de inestabilidad dan valores elevados. Los valores medios para la etapa Pre-SCM son : $TT=49$, $K=29$ e $Isoin=22$ (Tabla II), y disminuyen muy poco en la época de madurez. En la Fig. 2 se puede apreciar la distribución observada para cada uno de estos índices, de ellos, el Total de Totales es el que parece que presenta un mejor comportamiento, así, es de destacar que todos los sistemas se formaron en áreas con un valor de $TT \geq 45$, lo que podría constituir un valor umbral provisional.

Variable	Pre-SCM			Madurez		
	V.medio	V.Mín.	V.Máx.	V.Medio	V.Mín.	V.Máx.
Total-Totales	49	45	46	48	44	53
Indice K	29	21	37	27	21	34
Isoin	22	19	27	21	17	25
$\Delta\theta_e$ (1000-850)	-3.3	-11	+3	-2.7	-10	+4
" (850-700)	-0.6	-12	+6	-0.1	-6	+8
" (700-500)	+0.7	-5	+6	+1.9	-6	+6
Temperatura 500	-16	-21	-12	-15	-20	-12

Tabla II. Valores medios de algunos índices de inestabilidad.



Con objeto de evaluar la inestabilidad potencial, se han calculado las diferencias de temperatura potencial equivalente para diferentes estratos (Tabla II). Los valores medios obtenidos reflejan diferencias débiles y presentan una gran amplitud de valores, no obstante, se observa inestabilidad potencial en la capa 1.000-700mbs (Pre-SCM), con una diferencia media de -4°C pero prácticamente concentrada en el primer estrato (1.000-850mbs, -3.3°C). Por encima de 700 mbs existe estabilidad, aunque eso sí, muy débil ($+0.7^{\circ}\text{C}$ para la capa 700-500 mbs). En la madurez, se observa una mayor estabilidad (o menor inestabilidad) en todas las capas.

En definitiva, parece que en estos casos la inestabilidad potencial se concentra en niveles bajos y, en promedio, no necesita de valores muy elevados. Por último, en la Tabla III se presentan también los valores medios de la temperatura en 500 mbs, se puede observar

cómo la temperatura media es del orden de -16°C , pero que también se forman sistemas con temperaturas de -12°C .

		Pre-SCM			Madurez		
Variable	Nivel	V.medio	V.Mín.	V.Máx.	V.Medio	V.Mín.	V.Máx.
Prop.Mezcla	1000	11	7	13	10	7	15
Prop.Mezcla	850	7	5	10	7	4	9
Prop.Mezcla	700	5	3	7	4	3	7
P.Rocío	1000	15	9	18	14	8	20
T - Td	1000	4	1	6	4	1	9
T - Td	850	5	3	8	5	2	12
T - Td	700	3	0	8	4	1	13
T - Td	500	7	0	15	6	1	15
Hum.Relat.	300	50%	20%	79%	40%	10%	66%

Tabla III. Valores de algunos índices de humedad.

4.2. Humedad:

Los valores obtenidos reflejan un alto contenido de humedad en todas las capas, dando un valor medio de agua precipitable de 31 mm. Así, la proporción media de mezcla en 1.000 rnbs alcanza los 11 gr/Kgr, los 7 gr/Kgr en 850 rnbs y 5 gr/Kgr en 700 rnbs como se puede apreciar en la Tabla III. En ella también se han reflejado los valores medios de la depresión del punto de rocío (por ser un parámetro fácil de analizar en los mapas habituales), y se puede apreciar cómo esta oscila, en promedio, entre los 3 y 4°C entre 1.000 y 700 mbs, y en ningún caso llega a superar los 8°C . En 500 rnbs la depresión media es de 7°C alcanzando en algún caso los 15°C . Por último reseñar que en 300 rnbs la humedad relativa media alcanza el 50 %.

En definitiva, el alto contenido de humedad es también una constante en el entorno sinóptico de estos sistemas y de estos datos se deduce que parece adecuada la norma de análisis de localizar las zonas de depresión del punto de rocío igual o inferior a 6°C en las capas bajas.

4.3. Forzamiento sinóptico:

Con objeto de caracterizar la estructura vertical del forzamiento sinóptico, hemos calculado la divergencia del vector Q a diferentes niveles, los valores obtenidos se reflejan en la Tabla IV expresados en unidades de $1\text{E-}16\text{ mb}^{-1}\text{ s}^{-3}$. Lo primero que se observa es que el forzamiento es positivo ($\text{Div. Q} < 0$) en 850 y 700 rnbs con valores moderados, pasa a ser débilmente negativo ($\text{Div. Q} > 0$) en 500 rnbs y de nuevo resulta positivo en 400 mbs. En la etapa de madurez se intensifica el forzamiento en 850 y 700 mbs, existiendo un débil forzamiento en 500 rnbs y disminuyendo mucho en 400 mbs.

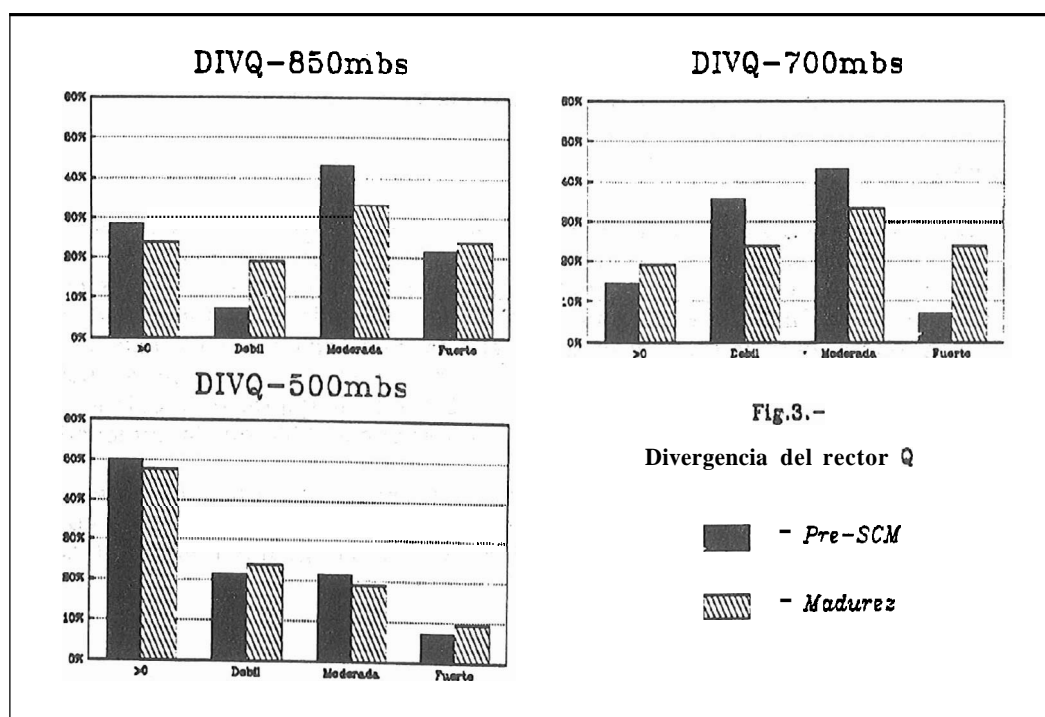
		Pre-SCM			Madurez		
Variable	Nivel	V.medio	V.Mín.	V.Máx.	V.Medio	V.Mín.	V.Máx.
Div. Q	850	-1.5	-5.4	+4.7	-2.5	-19.6	+4.0
Div. Q	700	-1.4	-6.2	+0.8	-2.4	-19.7	+1.6
Div. Q	500	+0.5	-9.2	+10.9	-0.1	-9.2	+6.9
Div. Q	400	-1.4	-9.3	+7.8	-0.4	-10.0	+16.5

Tabla IV. Valores de Div. Q en $1\text{E-}16\text{ mb}^{-1}\text{ s}^{-3}$

Es decir, parece que es el forzamiento en niveles bajos el elemento fundamental, mientras que éste no parece necesario en niveles medios. Esto se aprecia mejor examinando la Fig. 3 donde se presenta la distribución de casos observados (en porcentaje). Se ha consi-

derado como forzamiento débil valores de Div. Q menores de $1 \cdot 10^{-16} \text{ mbs}^{-1} \text{ s}^{-3}$, moderados entre 1 y $4 \cdot 10^{-16}$, y fuertes mayores de $4 \cdot 10^{-16} \text{ mbs}^{-1} \text{ s}^{-3}$ (de acuerdo con las recomendaciones de la Guía Operativa SAIDAS). Se puede apreciar cómo en niveles bajos existe por lo general forzamiento positivo de moderado a fuerte en 850 mbs, y entre débil y moderado en 700 mbs, pero llama la atención el que en el 50 % de los casos el forzamiento en 500 rnbs resulta negativo. Otro aspecto que destaca es que en el nivel de 700 rnbs es donde se presenta el menor porcentaje de casos con forzamiento negativo (véase también en la Tabla V cómo en este nivel los valores de forzamiento negativo son los más pequeños), por lo que podemos pensar en la Div. Q a 700 rnbs como un buen predictor.

En definitiva, se confirma que el forzamiento sinóptico en estos casos proviene de niveles bajos, y que no es necesario un forzamiento importante en niveles medios, basta con que no se oponga fuertemente. El siguiente paso consiste en identificar los factores que dan lugar a esta distribución vertical del forzamiento. Dentro de un marco cuasi-geostrófico éste vendrá dado por la variación con la altura de la advección de vorticidad geostrófica y por la laplaciana de la advección térmica.



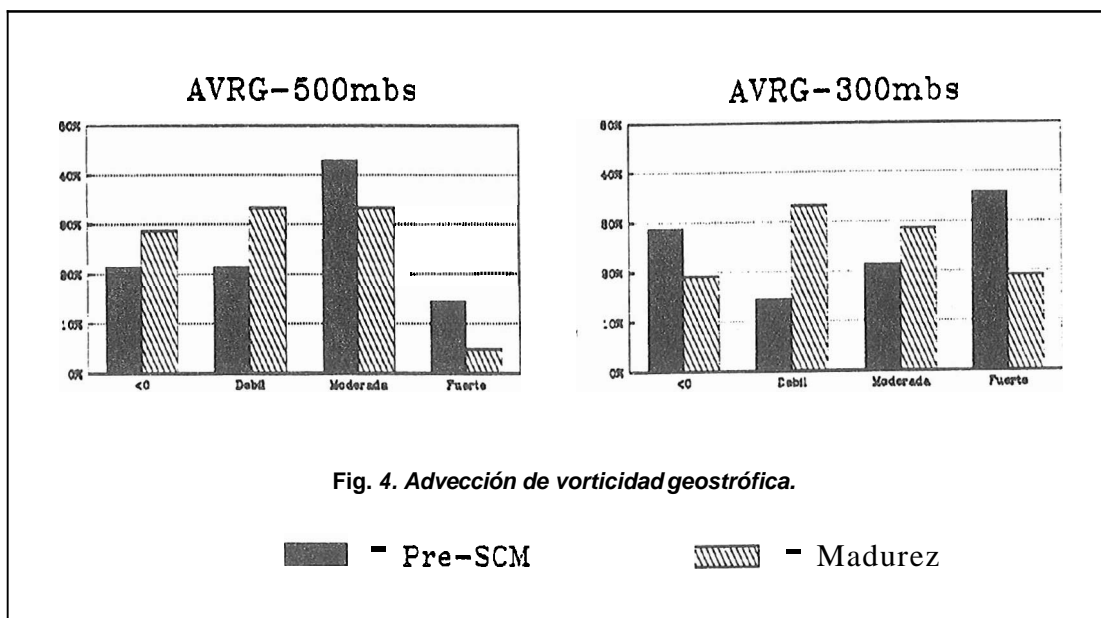
4.3.1. Advección de vorticidad geostrófica:

En general se observa advección de vorticidad geostrófica positiva en toda la troposfera, y creciente con la altura a partir de 700 rnbs (Tabla V), con valores débiles primero y moderados en niveles altos. También se observan valores más intensos en la etapa previa a la formación (Pre-SCM) que en la madurez. En la Fig. 4 se han representado los valores obtenidos para los niveles de 500 y 300 mbs.

Variable	Nivel	Pre-SCM			Madurez		
		V.medio	V.Mín.	V.Máx.	V.Medio	V.Mín.	V.Máx.
Adv.Vorg.	850	3.9	-4	19	3.8	-6	20
..	700	3.1	-8	15	2.6	-2	14
..	500	7.1	-6	22	5.0	-9	26
..	400	9.3	-10	38	5.9	-13	33
..	300	15.0	-16	79	11.0	-11	65

Tabla V. Advección de vorticidad geostrófica en $1\text{E}-12 \text{ s}^{-2}$.

Comparando estos resultados con los obtenidos anteriormente de la *Div. Q*, vemos que, en primer lugar, la contribución de este término al forzamiento en las primeras capas resulta negativo, lo que no se corresponde con una *Div. Q* < 0 , por lo que habrá que pensar en un importante efecto de la advección térmica en estas capas. Más arriba si existe contribución positiva, pero ahora la *Div. Q* indica forzamiento débil o negativo (500 mbs), lo que debe ser indicativo de que en la troposfera media debe existir un cierto grado de cancelación entre este término y la advección térmica. Por último, en 400 y 300 rnbs la contribución está de acuerdo con el forzamiento diagnosticado por medio del vector *Q*, y por tanto, podemos pensar que la advección de vorticidad geostrófica es el factor dinámico dominante a estos niveles.



4.3.2. Advecciones térmicas:

Para caracterizarlas hemos optado por calcular las advecciones de temperatura en diferentes niveles utilizando los vientos analizados del modelo. Esto implica que se considera también la advección no geostrófica, y por tanto no se corresponde con la formulación cuasigeostrófica, pero nos ha parecido que de esta forma se ilustra mejor el efecto de la advección cálida.

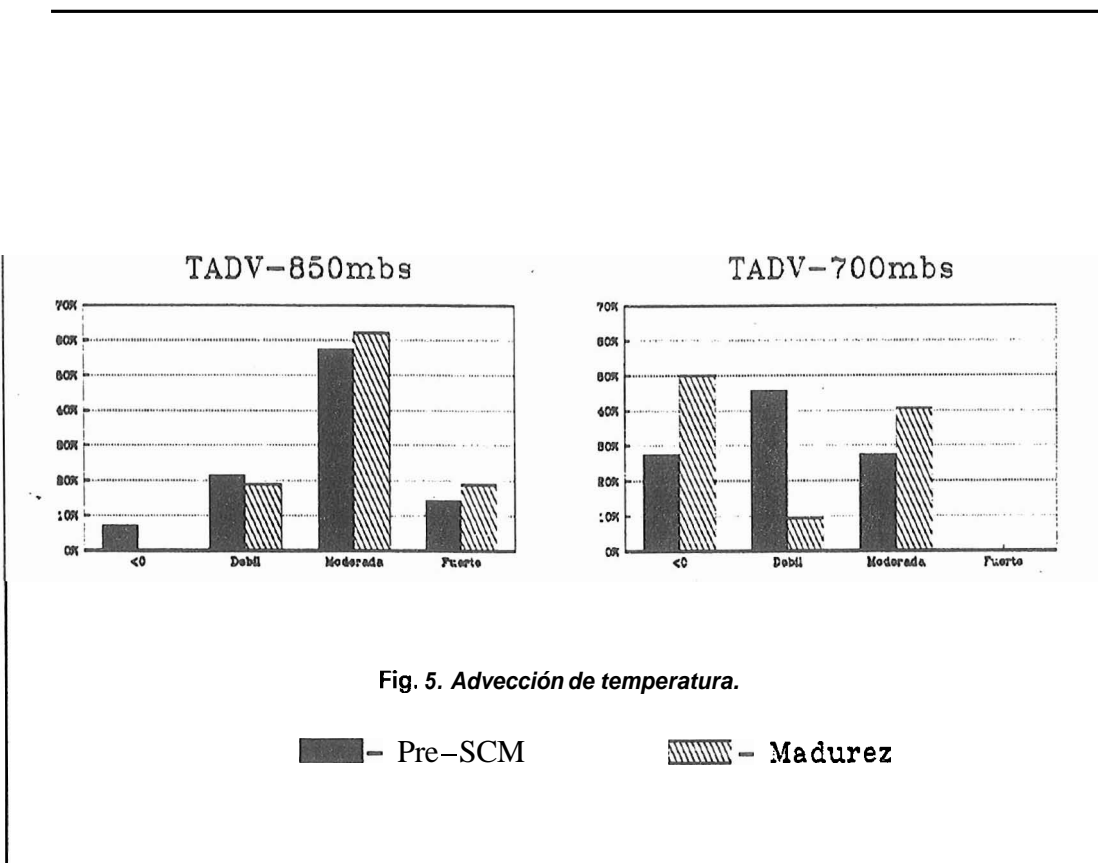
En la Tabla VI figuran los valores obtenidos (en unidades de $10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C s}^{-1}$) y en ella se puede observar cómo existe advección cálida en toda la troposfera inferior. En 1.000 rnbs resulta del orden de $0.8^{\circ}\text{C}/12\text{h}$, pero muy significativa resulta la advección en 850 mbs, que alcanza valores de $2^{\circ}\text{C}/12\text{h}$, bajando ya mucho en 700 mbs, pero manteniéndose aún positiva. Estos valores aumentan significativamente en la etapa de madurez en 850 rnbs ($2.6^{\circ}\text{C}/12\text{h}$) y 700 rnbs ($1.0^{\circ}\text{C}/12\text{h}$). En la Fig. 5 se puede apreciar la distribución obtenida para esta variable. En ella se ha considerado como advección débil, valores inferiores a $1^{\circ}\text{C}/12\text{h}$, moderados entre 1 y $4^{\circ}\text{C}/12\text{h}$ y fuertes mayores que $4^{\circ}\text{C}/12\text{h}$. El elemento a destacar en estas gráficas, es que la advección cálida en 850 rnbs es una constante en todos los SCM, tanto en la etapa previa como en la madura (sólo se ha presentado un caso en que horas antes de la formación del sistema no se detectaba advección cálida). Además en este nivel la advección resulta de moderada a fuerte; en 700 rnbs como se puede apreciar la señal no es tan fuerte, aumentando el número de casos en que no se registra advección cálida.

Similares resultados se obtienen si se calcula la advección de temperatura potencial equivalente, con un máximo positivo en 850 mbs, pero presentando en general una mayor dispersión (Tabla VI).

En consecuencia, podemos confirmar objetivamente el hecho ya conocido de que la advección cálida en niveles bajos es uno de los factores más importantes en el desarrollo y crecimiento de los sistemas convectivos de mesoscala, y que el campo de advección de temperatura en 850 rnbs puede ser un buen predictor.

Variable	Nivel	Pre-SCM			Madurez		
		V.medio	V.Mín.	V.Máx.	V.Medio	V.Mín.	V.Máx.
Adv. Temp.	1000	17.4	-55	73	-4.9	-82	93
Adv. Temp.	850	46.0	-6	124	60.5	6	169
Adv. Temp.	700	6.2	-7	15	23.9	-63	78
Adv.T.Pot.E	1000	40.6	-120	212	-25.5	-294	192
Adv.T.Pot.E	850	49.7	-39	205	48.3	-316	244
Adv.T.Pot.E	700	23.7	-364	251	22.1	-198	195

Tabla VI. Advecciones térmicas en 10E-6 °C seg.-1.



4.4. Otros campos derivados:

4.4.1. Gradiente de temperatura potencial equivalente:

En algunos casos de estudio, se ha puesto de manifiesto cómo la presencia de un fuerte gradiente de temperatura potencial equivalente en capas bajas, indicativo de algún tipo de frontera o separación de masas de aire, puede jugar un papel importante en la focalización y movimiento de los SCM. Con objeto de confirmarlo objetivamente, hemos procedido a calcular este gradiente en los niveles bajos. Los valores obtenidos reflejan gradientes importantes de temperatura potencial equivalente, del orden de 4°C/100 kms, y en dirección N-S en 1.000 mbs y NW-SE en 850 mbs, que de alguna manera apuntan hacia la posible presencia, si no de algún tipo de frontera, si al menos de masas de aire algo diferentes, situándose al Sur o Sureste la de mayor temperatura potencial equivalente.

4.4.2. Convergencia de humedad:

Este campo, que en principio **podía** pensarse que podría ofrecer una señal clara, sólo ha proporcionado valores significativos en el nivel de 1.000 mbs, dando un valor medio para la convergencia del orden de 0.9 gr $\text{Kgr}^{-1}/6\text{h}$, y oscilando entre 6.0 y -0.2, pero con un porcentaje elevado de casos con divergencia. En niveles superiores los valores obtenidos presentan mucha dispersión.

4.4.3. Sondeo y perfil de viento tipo:

Con los valores medios obtenidos se ha dibujado el sondeo "medio" para la etapa previa a la formación de SCM (ver Fig. 6). En él, a pesar de la poca resolución vertical, se puede apreciar cómo presenta una importante inestabilidad latente, inestabilidad potencial en las capas inferiores, y el alto contenido de humedad en toda la troposfera. En cuanto al perfil de viento este es bastante típico, se caracteriza por flujo del E en 1.000 mbs (E/6 kts) girando en altura por el sur con 145°/8 kts en 850 mbs, SSW en 700 mbs y 500 mbs, para ser ya del SW en niveles más altos.

5. Características de los Sistemas Convectivos

En el trabajo previo de catalogación de estos sistemas convectivos (Riosalido, 1990), se distinguieron dos características importantes. En primer lugar, su tamaño, diferenciándose entre sistemas de Tipo-I: superficie cubierta por la isoterma de $-48^{\circ}\text{C} > 50.000 \text{ km}^2$ y de Tipo-II y III si esta era inferior a 50.000 y 25.000 Km^2 respectivamente. También se vio, que con independencia del tamaño, parecían existir dos tipos de SCM según la proporción entre la superficie de cimas más frías y el tamaño total del sistema (I_c).

Hemos buscado en los campos anteriormente estudiados si existía o no alguno de ellos que nos pudiese caracterizar o distinguir entre sistemas de un tipo u otro, para ello, se han repetido los cálculos para la muestra de madurez agrupando los sistemas según su tipo. En la mayoría de los parámetros no se han observado diferencias importantes entre ellos, pero en algunos sí parecen existir diferencias significativas, veamos cuáles son:

5.1. Tamaño de los sistemas:

Hemos considerado por un lado los SCM Tipo-I, es decir los más grandes (6 casos) y los de Tipo II y III conjuntamente dado que no **había** diferencias importantes entre ellos. Los campos más significativos que parecen distinguir entre uno y otro tipo de sistemas figuran en la Tabla VII.

En ella se puede apreciar cómo los sistemas más grandes parecen estar caracterizados por un forzamiento mucho más acusado en 850 y 700 mbs y por una mayor advección de temperatura potencial equivalente en estos niveles. Por el contrario, forzamientos más acusados en niveles altos parecen estar más asociados a SCM de tamaño mediano o pequeño. No se han encontrado diferencias significativas en otros campos tales como humedad, inestabilidad, etc.

5.2. Carácter de los SCM:

Se han considerado **aquí** los SCM en que la proporción entre la superficie cubierta por la isoterma de -48°C es igual o superior al 70% del sistema (en el momento de máxima extensión), y denominaremos Tipo A, mientras que en los que esta proporción es menor se han denominado Tipo B. Los resultados figuran en la Tabla VII.

En ella se puede apreciar cómo los sistemas de Tipo B están asociados a situaciones con mayor forzamiento sinóptico general, es decir, parecen ser sistemas más conducidos sinópticamente. Estos también presentan mayor inestabilidad potencial en la capa 1.000-500 mbs. Por contra, los de Tipo A se caracterizan por una más intensa advección cálida en 850 mbs y, sobre todo, por un mayor contenido de humedad en toda la troposfera. Otro aspecto que parece distinguir a estos dos tipos de sistemas, es el perfil vertical de viento, en los de Tipo B se presenta una mayor cizalladura vertical, mientras que los de Tipo A **pre-**

sentan valores más altos de velocidad de viento en **850** y 700 mbs, como si quisiesen reflejar la presencia de un'chorro de niveles bajos, pero después se mantienen con poca **cizalla**-dura vertical (Fig. 7).

		Tamaños SCM		Características	
Variable	Nivel	Tipo I	Tipos II-III	Tipoa A	Tipo B
Div. Q	850	-22.0	-2.8	----	----
..	700	-13.8	-3.3	-3.4	-9.8
..	500	----	----	+1.2	-2.5
Avrg	500	+2.2	+5.8	----	----
..	300	+6.4	+12.4	+6.4	+18.4
Adv. Temp.	850	----	----	70.2	44.5
Adv.T.Pot.E	850	93.4	34.2	----	----
..	700	72.2	6.9	----	----
T - Td	700	----	----	1.8 ^º	8.0 ^º
	500	----	----	4.5 ^º	9.8 ^º
Hum.Rel.	300	----	----	49%	26%
	1000-500	----	----	+1.5	-4.6

Tabla VIII. Diferencias significativas de algunos parámetros según el tipo de SCM (mismas unidades que tablas anteriores)

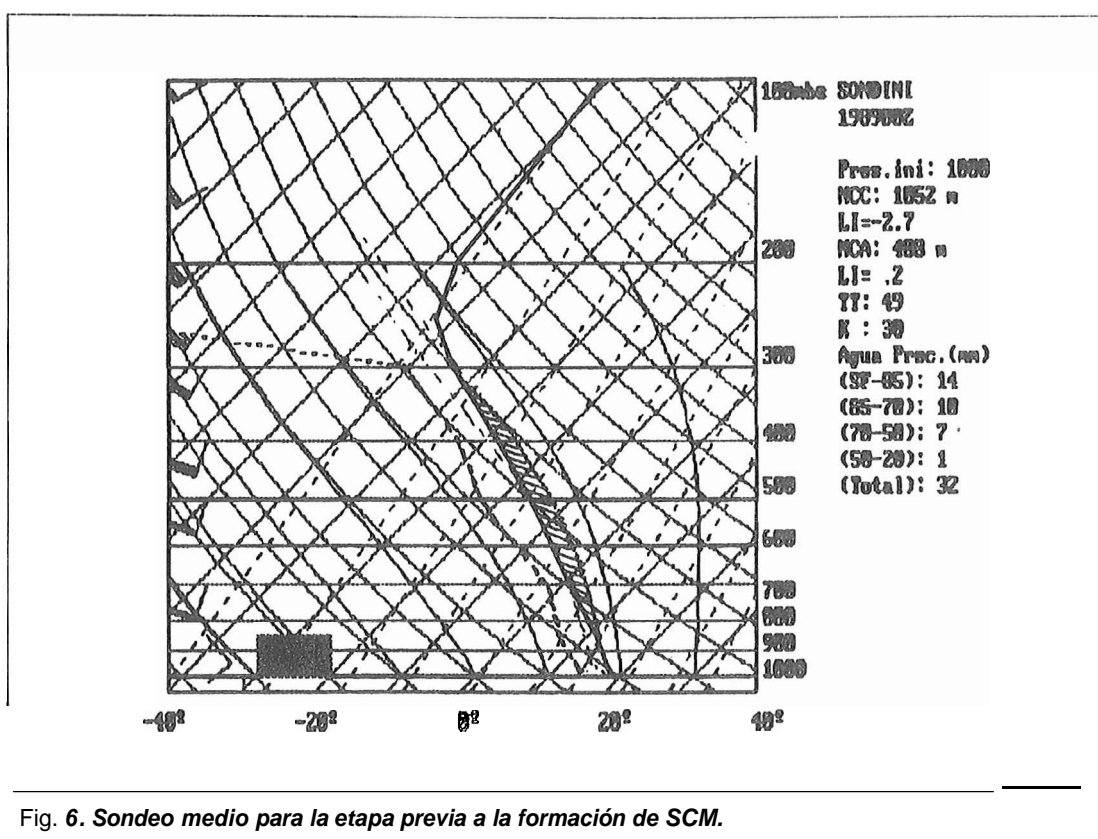


Fig. 6. Sondeo medio para la etapa previa a la formación de SCM.

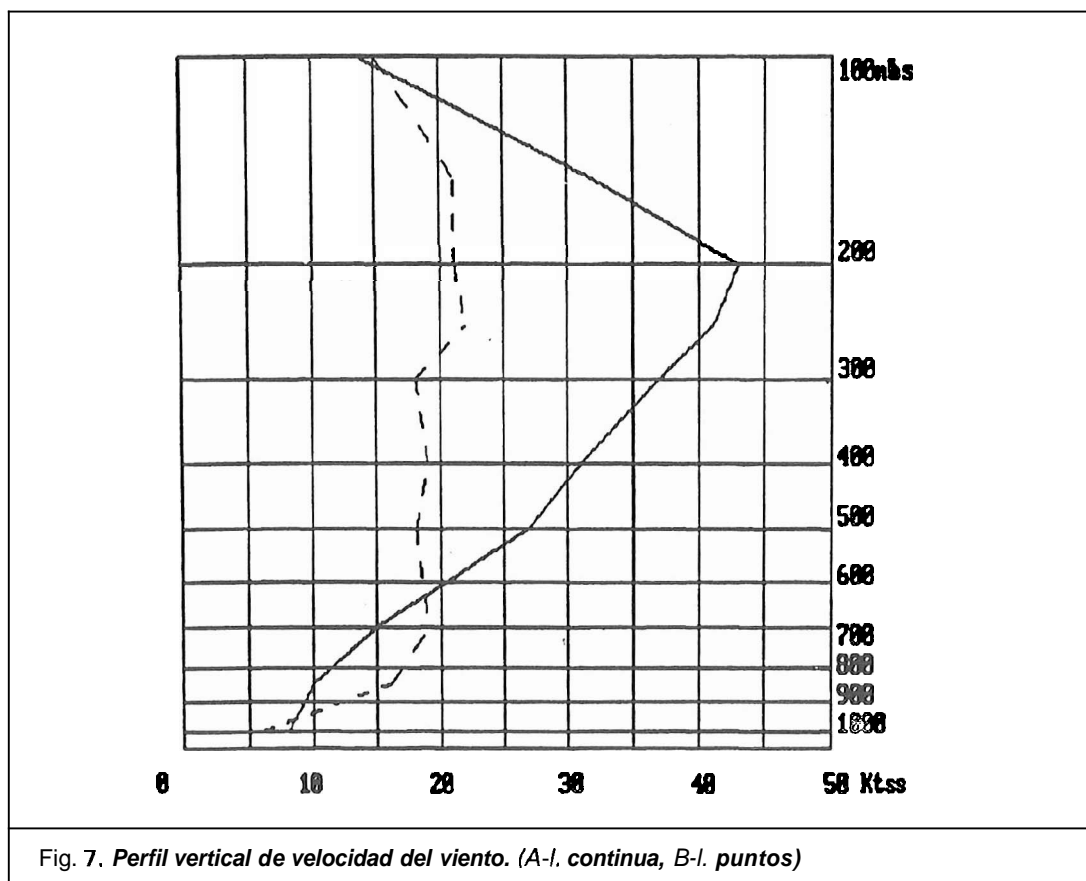


Fig. 7. Perfil vertical de velocidad del viento. (A-l. continua, B-l. puntos)

6. Ejemplo práctico:

Como ejemplo de aplicación de estas ideas, presentamos un caso concreto de sistema convectivo que se desarrolló el 7 de Septiembre de 1989 (SCM-X) y que constituye el caso más espectacular de los estudiados. El sistema convectivo alcanzó su máxima extensión alrededor de las 15z con una extensión de 273.000 Km². En la Fig. 8 se presenta la imagen I.R. de las 11:30z que pone de manifiesto la presencia de un sistema convectivo impresionante, con una parte muy activa con cimas muy frías situada sobre el SE español y otra de nubosidad de tipo medio estratiforme cubriendo buena parte del centro Peninsular. En la Fig. 9 se presentan los campos clásicos procedentes del análisis de las 12z. Se trata de una situación bastante típica, pero veamos cómo ciertos campos derivados nos localizan bastante bien la posición del SCM.

En la Fig.10 se ha representado la estructura vertical del forzamiento mediante la Div. Q en 850, 700, 500 y la advección de vorticidad geostrófica en 300 mbs. En ellos se puede apreciar claramente cómo en 850 y 700 rnbs existe un núcleo fuerte de convergencia de Q sobre el SE peninsular, donde se encuentra la parte más activa del SCM. Por contra, en 500 rnbs esta es una zona de divergencia de Q débil, es decir, de forzamiento negativo, mientras que más al interior peninsular existe una zona de forzamiento positivo débil y que coincide con la parte de nubosidad media asociada al SCM. En 300 rnbs la advección de vorticidad geostrófica cae más desplazada hacia el Oeste (también en 500 rnbs el máximo se encuentra sobre el Estrecho de Gibraltar). Es decir, sobre el SE peninsular coincide un fuerte forzamiento positivo en niveles bajos y débil negativo en niveles medios, condiciones que hemos visto, favorecen el desarrollo de SCM.

En la Fig. 11 vemos que también sobre el SE coincide la existencia de una fuerte advección cálida en 850 y 700 rnbs con un máximo muy marcado; las depresiones del punto de rocío en 850 y 700 (así como en 1.000 y 500 no mostradas) reflejan que se trata de una zona muy húmeda. Otros campos no mostrados muestran la presencia de una zona de fuerte gradiente de temperatura potencial equivalente en 850 mbs, y el Total de Totales mayor de 45 abarca prácticamente toda la Península con la mayor inestabilidad en Africa.

En definitiva, vemos cómo en este caso, los campos derivados propuestos apuntan claramente a la zona donde se están produciendo los mayores desarrollos, añadiendo

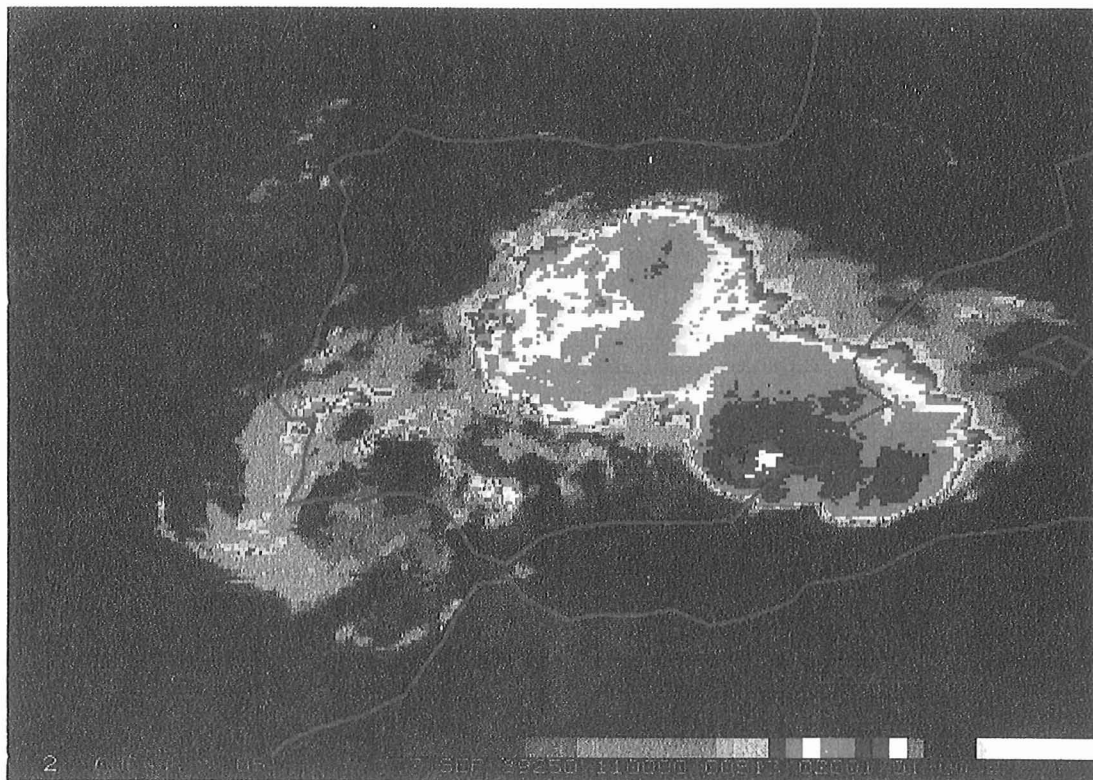


Fig. 8. Imagen I. R. del SCM-X el 07/09/1989 a 11:30z

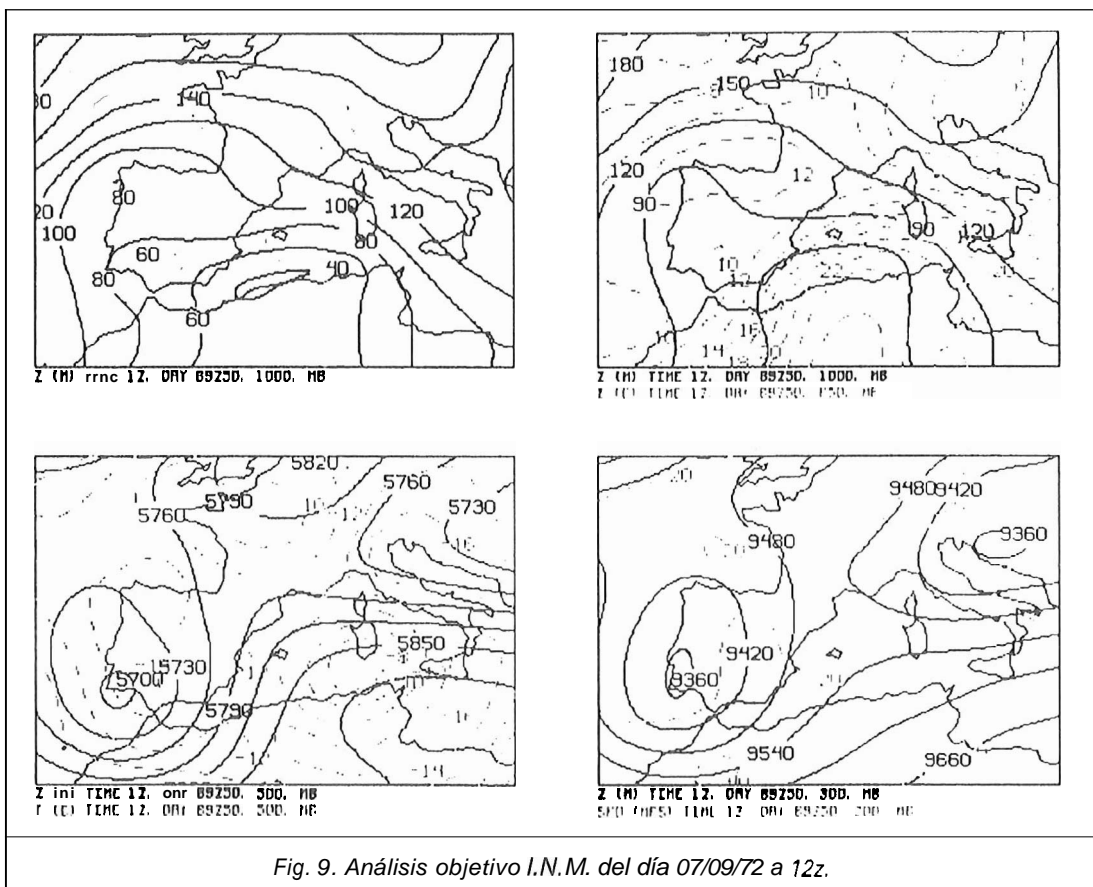


Fig. 9. Análisis objetivo I.N.M. del día 07/09/72 a 12z.

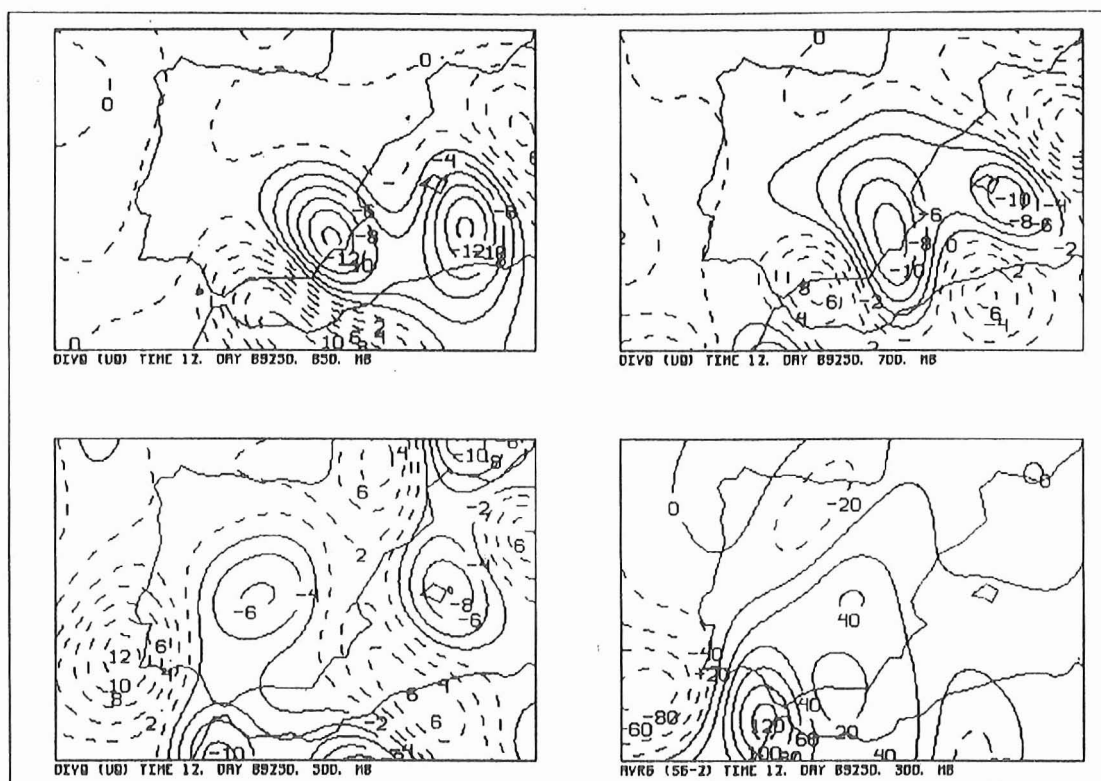


Fig. 10. Div. Q en 850,700 y 500 y Adv. Vor. Geo en 700 el 07/09/1989 a 12z

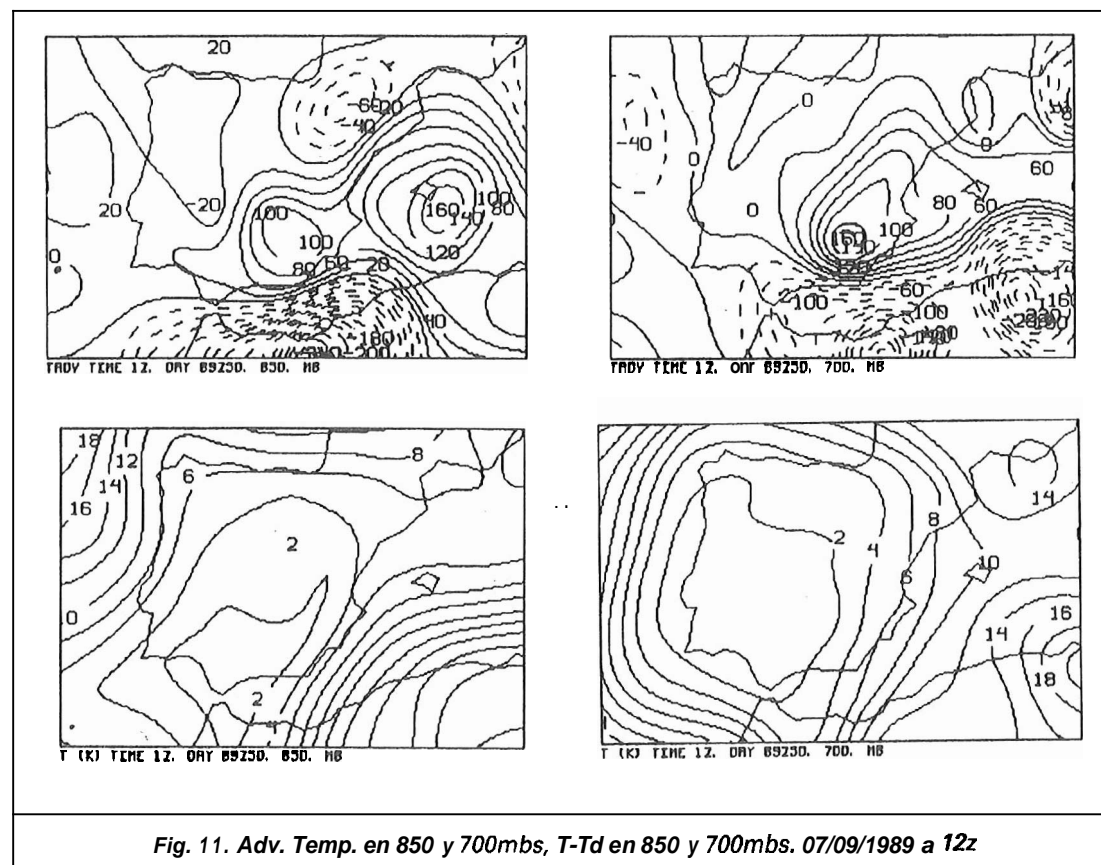


Fig. 11. Adv. Temp. en 850 y 700mbs, T-Td en 850 y 700mbs. 07/09/1989 a 12z

información cuantitativa y cualitativa a los campos clásicos de geopotencial y temperatura. Bien es cierto que **estamos** trabajando con datos del análisis, y puede surgir la pregunta de si con los previstos del modelo se puede esperar igual comportamiento. Para contestar a esta pregunta hay que tener en cuenta que el objetivo del trabajo es caracterizar el ambiente sinóptico de estos sistemas e identificar los factores clave, el que los modelos capaces de predecir de manera adecuada estos factores es algo que se sale del objetivo del presente trabajo y que puede ser objeto de ulteriores investigaciones.

7. Conclusiones:

Evidentemente, dado el tamaño de la muestra utilizada (14 casos en la etapa Pre-SCM y 21 en la madurez) no se pueden extraer conclusiones definitivas, máxime cuando no se ha realizado el mismo caso para días de ausencia de SCM. No obstante, los resultados obtenidos vienen a corroborar de una manera cuantitativa, y lo que es más importante, objetiva, algunas de las ideas que se han venido manejando sobre el ambiente sinóptico más favorable para el desarrollo de SCM.

Ha quedado claramente establecido que los SCM en nuestro entorno, se desarrollan fundamentalmente por fuerte advección cálida en bajos niveles más que por advección diferencial de **vorticidad**, lo cual coincide totalmente con los resultados de Maadox (1983) para los CCM en EEUU. Además, los resultados indican que algunos de los campos de diagnóstico utilizados poseen un potencial importante para proporcionar información más detallada al predictor ayudándole en la localización de las zonas más propicias al desarrollo (advección de temperatura en 850 mbs, divergencia de Q en 700, $TT > 45$, etc.). Así pues, podemos decir de manera resumida que las condiciones más favorables para el desarrollo de SCM en nuestro entorno vienen caracterizadas por:

- Fuerte advección cálida y de temperatura potencial equivalente en capas bajas, especialmente en 850 mbs.
- Forzamiento sinóptico acusado en niveles bajos (850, 700 mbs, como consecuencia de la advección térmica), en cambio, en niveles medios (500 mbs) forzamiento débil, pudiendo incluso ser negativo.
- Fuerte inestabilidad, con valores del índice $TT > 45$.
- Inestabilidad potencial en la capa **1.000-850** mbs.
- Alto contenido de humedad en toda la troposfera, con depresiones del punto de rocío inferiores a 7° entre 1.000 y 500 mbs. Alto contenido de agua precipitable total.
- Posible presencia de fronteras o al menos de zonas de fuerte gradiente de temperatura potencial equivalente con orientación E-W en niveles bajos.
- Viento de componente Este en niveles bajos girando hacia el SW en altura.

En cuanto al tamaño de los sistemas, parece que cuanto mayor es el forzamiento y la advección térmica en niveles bajos mayor potencial de crecimiento tienen los sistemas. Con respecto a su estructura, parece que los sistemas que presentan una menor proporción relativa de cimas frías ($Ic < 70\%$) se desarrollan en un ambiente de mayor forzamiento sinóptico en niveles medios y altos, así como en un ambiente de mayor cizalladura vertical del viento y mayor inestabilidad potencial. Por contra, aquellos que presentan un alto porcentaje de cimas frías ($Ic \geq 70\%$) se desarrollan en ambientes mucho más húmedos, con mayor advección térmica en 850 mbs y con perfiles de viento que reflejan la posible existencia de un chorro de bajo nivel y con poca cizalladura vertical por encima.

Referencias

- DIAZ-PABON, C. (1988). Modelo Operativo en el I.N.M. de análisis Numérico Tridimensional de Campos Meteorológicos. Publicación Serie A, Nº 135. I.N.M. Madrid.
- HOSKINS, B. J., I. Draghici and H.C. Davies. (1978). A new Look at the W-Equation. *Quarterly J. Roy. Meteor. Soc.* Vol. 104, pp. 31-38.
- I.N.M. Notas Técnicas Previmet 1988 y 1989.
- MAADOX, R.A. (1983). Large Scale Meteorological Conditions associated with Midlatitude Mesoscale Convective Complexes. *Monthly Weather Rev.* Vol. 111, pp. 1475-1493.

RIOSALIDO, R. (1990). Caracterización mediante imágenes de satélite de los sistemas convectivos de mesoscala durante la campaña Previmet Mediterráneo 89. En este mismo volumen.

SCHWARTZ BE., Rodgers D. M. and HAWES J. T. (1987). The Use and Interpretation of Numerical Weather Prediction Model Output in Identifying Synoptic-Scale Environments associated with Development of Mesoscale Convective Systems. Weather and Forecasting Vol. 2, pp. 50-69.

LA VORTICIDAD POTENCIAL COMO CAMPO DE DIAGNOSTICO/PRONOSTICO

A. GARCIA MEMDEZ
(S.T.A.P.)

1. INTRODUCCIÓN

El concepto de vorticidad potencial, desarrollado por Rossby (1937/40) simultáneamente con la formulación de un modelo barotrópico, indica que si h es la profundidad de una columna material de fluido en el modelo barotrópico se cumple:

$$\zeta_a/h = \text{Cte} \quad (1)$$

siguiendo el movimiento del fluido. En la expresión (1)

$$\zeta_a = f + k(\nabla \times v) \text{ es la vorticidad absoluta.}$$

La expresión (1) muestra de un modo simple los dos procesos que dominan en los cambios de vorticidad absoluta ζ_a a saber:

Advección horizontal de vorticidad absoluta

Creación de vorticidad por estiramiento vertical de vórtices

Rossby (1940) amplió el resultado anterior para una atmósfera adiabática y sin fricción formada por un número finito de capas con temperatura potencial (θ) constante. Con la aproximación hidrostática y expresando el espesor de una capa $A = -\delta p/g$ como la masa por área horizontal Rossby demuestra que

$$(f + \zeta_\theta)/A = \text{Cte} \quad (2)$$

siguiendo el movimiento del aire. En (2) el símbolo ζ_θ representa la vorticidad relativa isentrópica

$$\zeta_\theta = k(\nabla_\theta \times v)$$

Como Rossby señaló, es posible deducir un resultado similar para una atmósfera en la que θ cambie de un modo continuo en la vertical. El concepto de vorticidad potencial que surge de (1) y (2) es el de un potencial creador de vorticidad mediante cambios de latitud y por cambios adiabáticos en la separación de las capas isentrópicas.

Los resultados de Rossby toman generalidad hidrodinámica a través del trabajo de Ertel (1942) que establece que bajo las condiciones

$\theta = \theta(a, p) \Rightarrow$ Temperatura potencial función de densidad y presión

$\theta = \theta \Rightarrow$ Adiabatismo

Ausencia de fricción

se cumple:

$$P = \alpha \vec{\zeta}_a \nabla \theta = \text{Cte.} \quad (3)$$

en sentido Lagrangiano (es decir, siguiendo el movimiento del fluido) y para un sistema de referencia en rotación con velocidad angular Ω . En la expresión (3) todos los vectores son tridimensionales

α = Volumen específico

$$\vec{\zeta}_a = 2\vec{\Omega} + \nabla_{3D} \times \vec{V}$$

La componente vertical de (3) en una atmósfera hidrostática, adiabática y sin fricción en el sistema $\{x, y, 0, t\}$ es

$$IPV = -g (f + \zeta_\theta) \delta\theta/\delta p = g (\theta/\alpha) (f + \zeta_\theta) \sigma \quad (4)$$

donde $a = -(\alpha/\theta) \delta\theta/\delta p$ es la estabilidad estática

En el sistema $\{x, y, p, t\}$ aparecen dos términos extra

$$\begin{aligned} PV &= -g (f + \zeta_p) \delta\theta/\delta p - g \vec{k} (\nabla\theta \times \delta\vec{V}/\delta p) = \\ &= -g \{ (f + \zeta_p) \delta\theta/\delta p + (\delta v/\delta p) (\delta\theta/\delta x) - (\delta u/\delta p) (\delta\theta/\delta y) \} \quad (5) \end{aligned}$$

Resulta evidente de la expresión (4) que la IPV (vorticidad potencial isentrópica) es una combinación de vorticidad absoluta y estabilidad estática. Ambos factores deben combinarse de modo que su producto se conserve en sentido Lagrangiano. Como se comentará posteriormente, una consecuencia inmediata es la disminución de la estabilidad estática debajo de una anomalía de vorticidad potencial.

Con las condiciones ya citadas de adiabatismo y ausencia de fricción la vorticidad potencial es un trazador **atmosférico**. Con esto se indica que si los procesos advectivos dominan a los diabáticos y de fricción debe ser posible el seguimiento de las estructuras de PV y anticipar su posible desplazamiento a través de la configuración de su advección.

Otro aspecto importante a considerar es el principio de invertibilidad cuyo enunciado es:

Si se especifica la masa total bajo una superficie isentrópica, el conocimiento de la distribución global de PV sobre esta superficie y de temperatura potencial en el contorno inferior bajo una condición de balance apropiada permite diagnosticar todos los restantes campos dinámicos: campo de viento (u, v, w), temperatura, geopotencial y estabilidad **estática**.

Esto es una generalización del principio de invertibilidad para la vorticidad en el modelo barotrópico. En este modelo, puede obtenerse la función de línea del flujo mediante la inversión del operador Laplaciano que conecta la función de línea y la vorticidad **geostrófica**.

Bajo el punto de vista cualitativo, una anomalía de PV en altura induce circulación ciclónica por debajo de ella. Un caso dual surge cuando se considera una anomalía de temperatura potencial en niveles bajos en ausencia de una anomalía de PV en niveles altos; esta situación induce giro ciclónico y vorticidad potencial que se transmite hacia capas más altas. Ambos casos están ilustrados gráficamente en el trabajo de Thorpe parte del cual se reproduce en el artículo de Hoskins, McIntyre y Robertson que se cita al final en el que se muestran los flujos inducidos por una anomalía de vorticidad potencial en altura y por una anomalía térmica en el contorno inferior ambos con simetría circular.

Resulta de interés la superposición de una anomalía de PV en niveles altos, sobre una zona con baroclinidad fuerte en niveles bajos. La circulación ciclónica inducida por la anomalía de vorticidad potencial sobre la zona baroclina de niveles bajos, da lugar a advección **térmica** positiva por delante de ella en niveles bajos lo que puede conducir a la formación de una anomalía térmica. Esto reforzará la anomalía de PV en altura y ralentizará su desplazamiento. De esta forma se superponen los efectos de ambas anomalías lo que puede conducir a **ciclogénesis**. En la figura 1 se muestra el modelo conceptual de esta situación (Hoskins, McIntyre y Robertson).

En la figura, se representa una anomalía de PV en altura con una tropopausa baja, la circulación ciclónica inducida por éstas (flechas negras) y la circulación inducida por la

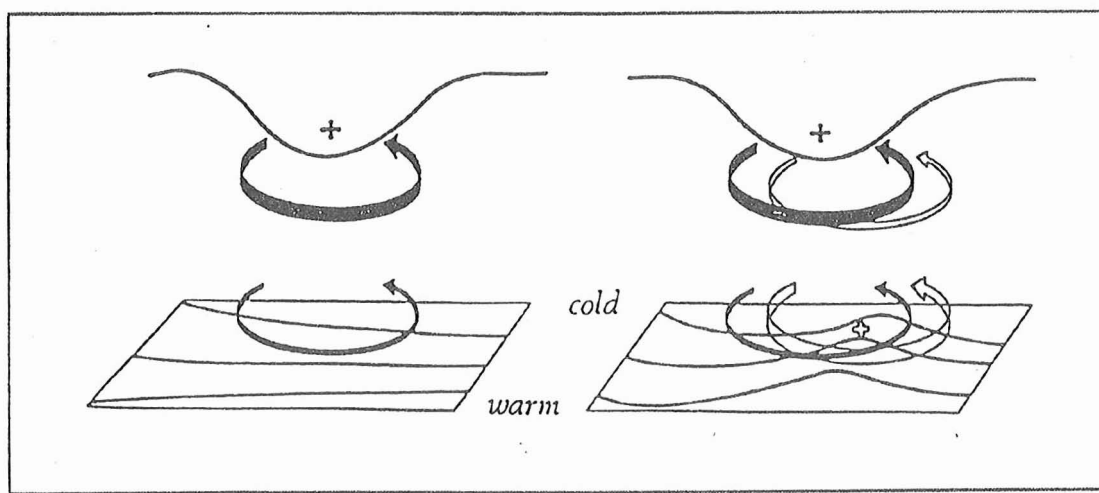


Figura 1: **Modelo conceptual ciclogénesis: Anomalía de PV en altura sobre zona baroclina en niveles bajos** (Hoskins, McIntyre, Robertson).

anomalía de temperatura potencial en el contorno inferior (flechas abiertas).

En el presente trabajo, se aplican los conceptos de **vorticidad potencial** a los días comprendidos entre el 7 y 11 de octubre de 1990 haciendo hincapié en las estructuras de vorticidad potencial (PV) y su advección (PVAD) en altura y temperatura potencial en 850 mb así como en los cortes verticales para dos episodios distintos dentro de la situación citada. De especial interés, es la aparición de dos episodios de ciclogénesis en el Mediterráneo Occidental bien diagnosticados por el modelo INM y que pueden estar relacionados con la superposición de una anomalía de PV en altura sobre una zona con baroclinidad fuerte en niveles bajos. El segundo de estos episodios **refuerza** el flujo de Levante sobre una frontera en niveles bajos de temperatura potencial equivalente; este hecho junto con otros factores da lugar a la aparición de un SCM (sistema convectivo de Mesoescala) en el flanco Nororiental de la anomalía de PV en altura origen del fenómeno.

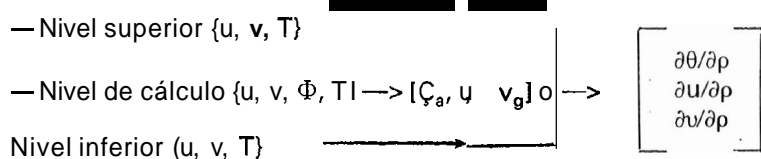
2. METODO DE CALCULO

La escasa resolución vertical de la salida en niveles de presión de los modelos numéricos, obliga de momento a efectuar el cálculo sobre superficies isobáricas de acuerdo con la expresión (5).

El proceso de cálculo se lleva a cabo en el entorno SAIDAS mediante un programa desarrollado al efecto y codificado en Fortran.

Las derivadas en la vertical se calculan mediante diferencias centradas en el nivel donde se computan los campos. En este trabajo, todos los campos básicos necesarios para los cálculos se extraen de las salidas del modelo INM. No obstante, el programa citado está diseñado para trabajar sobre salidas de cualquier modelo numérico

El esquema de cálculo es el siguiente



El programa ofrece como salidas los campos

PV => VORTICIDAD POTENCIAL
 ESTB => ESTABILIDAD ESTATICA
 PVAD => ADVECCION DE VORTICIDAD POTENCIAL

La unidad de vorticidad potencial usada es la PVU donde

$$1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ gdo} \cdot \text{sg}^{-1} \cdot \text{Kg}^{-1}$$

y la de su advección

$$10^{-12} \text{ m} \cdot \text{gdo} \cdot \text{sg}^{-4} \cdot \text{Pa}^{-1}$$

La superficie de presión escogida para el cálculo de la PV ha sido 250 mb. La razón es simple, se trata de captar con claridad las posibles irrupciones de aire de origen estratosférico con valores altos de PV. La causa de estos valores altos de PV se debe principalmente a la fuerte estabilidad estática que caracteriza al aire de esta procedencia.

3. CONSIDERACIONES GENERALES

El seguimiento de las configuraciones de PV, puede apreciarse en la Fig. 2. donde se muestra cómo una vaguada de PV muy profunda y elongada con origen en latitudes altas, acaba rompiéndose dejando en el SE de la Península una depresión aislada de niveles altos (DANA). La unidad utilizada en todas los mapas en niveles de presión de PV es $\text{PVU} \cdot 10$ mientras que en los cortes verticales se utiliza la PVU. La región entre 2 y 3 PVU aparece sombreada tanto en los mapas en niveles de presión como en los cortes verticales (transición de aire troposférico a estratosférico).

La continuidad de un mapa a otro es evidente. El desplazamiento relativamente rápido de la vaguada de PV que se aprecia en los primeros cuatro mapas, indica un predominio de la advección de PV en esta fase. Una vez que se desgaja una anomalía de PV de la vaguada principal (9/10/90 a 12.Z), el movimiento se ralentiza, permaneciendo la anomalía casi estacionaria sobre el Sureste Peninsular hasta el día 12/10/90 a 00.Z, en que comienza a desplazarse hacia el Noreste de Cataluña donde se sitúa 12 horas después, mientras otra perturbación se aproxima por el Oeste.

La estructura vertical de varios campos para el día 7/10/90 a 12.2 se muestra en la figura 3. Se trata de un corte zonal a 44°N y entre 5°E y 10°W .

El corte vertical de PV muestra una intrusión de aire de origen estratosférico con valores de PV de 1 PVU hasta 600 mb aproximadamente. La tropopausa aparece muy hundida con máximos de viento en los pliegues.

La configuración de forzamiento dinámico bajo el punto de vista de la divergencia del vector \mathbf{Q} de Hoskins, muestra ascensos desde la parte inferior de la anomalía de PV hasta su parte delantera y subsidencia en su parte trasera. Esta configuración, es consistente con lo que se debe esperar de una vaguada móvil de PV (ver Apéndice). El término vaguada, se emplea aquí para denominar una intrusión hacia el Ecuador de aire con valores altos de PV. En este caso, la advección de PV no se ve compensada por vortex stretching y es el término dominante en el campo de velocidades verticales.

La configuración de humedad muestra aire muy seco en la zona de hundimiento de la tropopausa y aire con humedad apreciable en toda la troposfera desde la zona inferior de la anomalía hacia la parte delantera de ésta.

El corte de temperatura potencial muestra una troposfera fría por debajo de la anomalía de PV y una estratosfera cálida en dicha anomalía. El empaquetamiento de isotermas cerca de la tropopausa, así como la disminución de estabilidad estática por debajo de la anomalía, es consistente con lo que cabe esperar de acuerdo con los principios de conservación. Por debajo de una anomalía positiva de PV, el signo de la vorticidad no cambia mientras que la vorticidad potencial disminuye. En consecuencia la estabilidad estática debe disminuir por debajo de la anomalía para compensar este efecto. En el corte de temperatura potencial equivalente se aprecia inestabilidad potencial en niveles bajos. La capa inestable es más profunda al Este del corte en las cercanías de un frente frío en SFC.

El corte vertical de PV correspondiente al 11/10/90 a 12.2 muestra una estructura algo diferente. Se trata de un corte meridiano a 1°E y entre 31°N y 44°N .

La configuración de PV (Fig.4), corresponde al día 11/10/90 a 12.2 cuando ya se ha formado un SCM algo al Noreste del núcleo central de ésta. La anomalía de PV a 12.2 muestra en este caso un hundimiento moderado de la tropopausa con valores de 1 PVU hasta 450 mb aproximadamente. La anomalía de PV ya se ha desgajado de la vaguada de la que proviene, dando lugar a una DANA. Esta DANA, bajo el punto de vista de la PV permanece casi estacionaria por lo que la tendencia al desplazamiento del vórtice por advección, debe

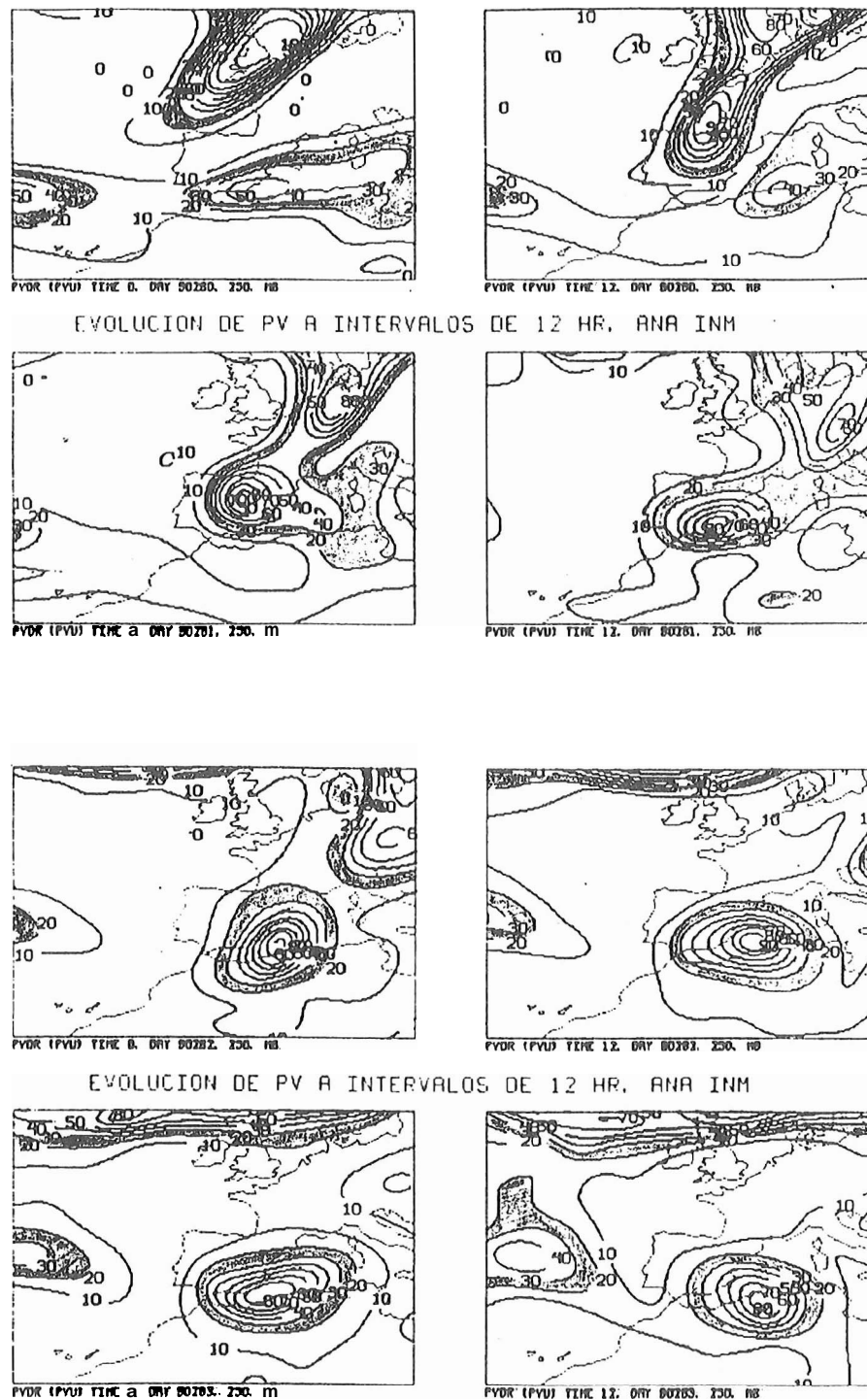


Figura 2: Evolución de vorticidad potencial 250 mb (ANA INM) desde 7/10/90 00Z hasta 10/10/90 12.Z.

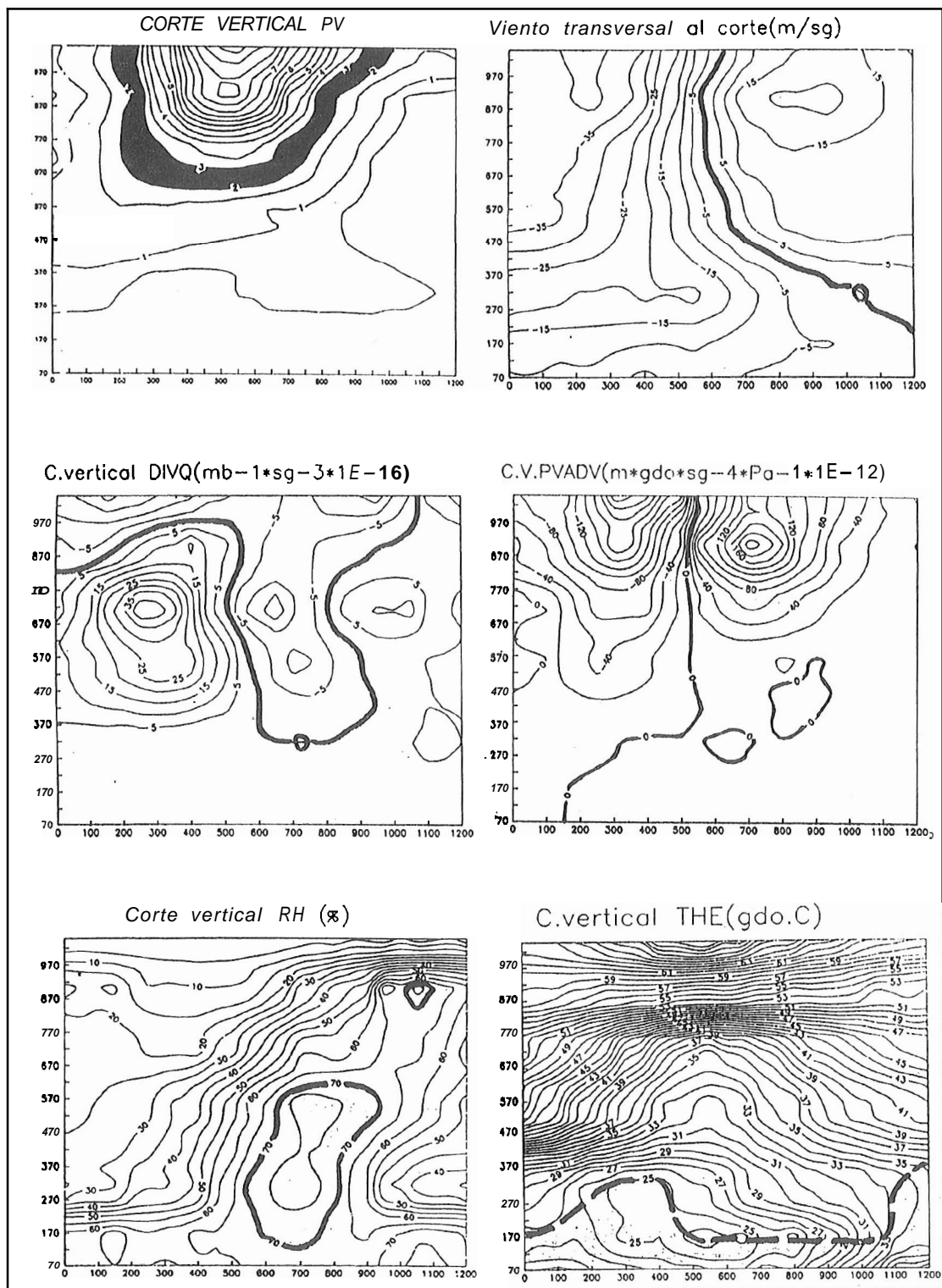


Figura 3: Cortes verticales del 7/10/90 12.Z para LAT = 44°N. LON = 5° E, 10° W.
 Oeste <—> Este
 Ordenadas: Altura en Dms; Abcisa: Dist. en km.

estar compensado por vortex shrinking.

La configuración de la advección de PV y la convergencia del campo de viento (en la que se han sombreado áreas con convergencia), así parece indicarlo. Puede observarse cómo el núcleo más importante de advección negativa tiende a compensarse por convergencia, mientras que el de advección positiva tiende a compensarse por divergencia (ver Apéndice).

Sigue observándose la disminución de estabilidad estática por debajo de la anomalía de PV en altura. La zona sombreada en el corte de temperatura potencial equivalente indica inestabilidad potencial. En la zona central del corte vertical de Divergencia de Q, puede apreciarse la estructura sinóptica del forzamiento en las cercanías de un SCM: forzamiento positivo en la troposfera baja y negativo por encima de 500 mb. La humedad relativa superior al 70% aparece confinada en niveles bajos desde la zona inferior de la anomalía de PV hacia el Norte.

4. APLICACION DE LOS CONCEPTOS SOBRE PV.CICLOGENESIS

Dentro de situación estudiada, se producen dos casos de ciclogénesis de poca intensidad. A pesar de la escasa intensidad de la profundización, el segundo de los episodios es un elemento clave en la formación de un SCM al Este de Baleares.

El primer episodio, tiene lugar el día 7/10/90, apareciendo circulación cerrada en SFC a las 12.Z. En la figura 5.a, se muestra un mapa compuesto de PV en 250 mb, θ en 850 mb,

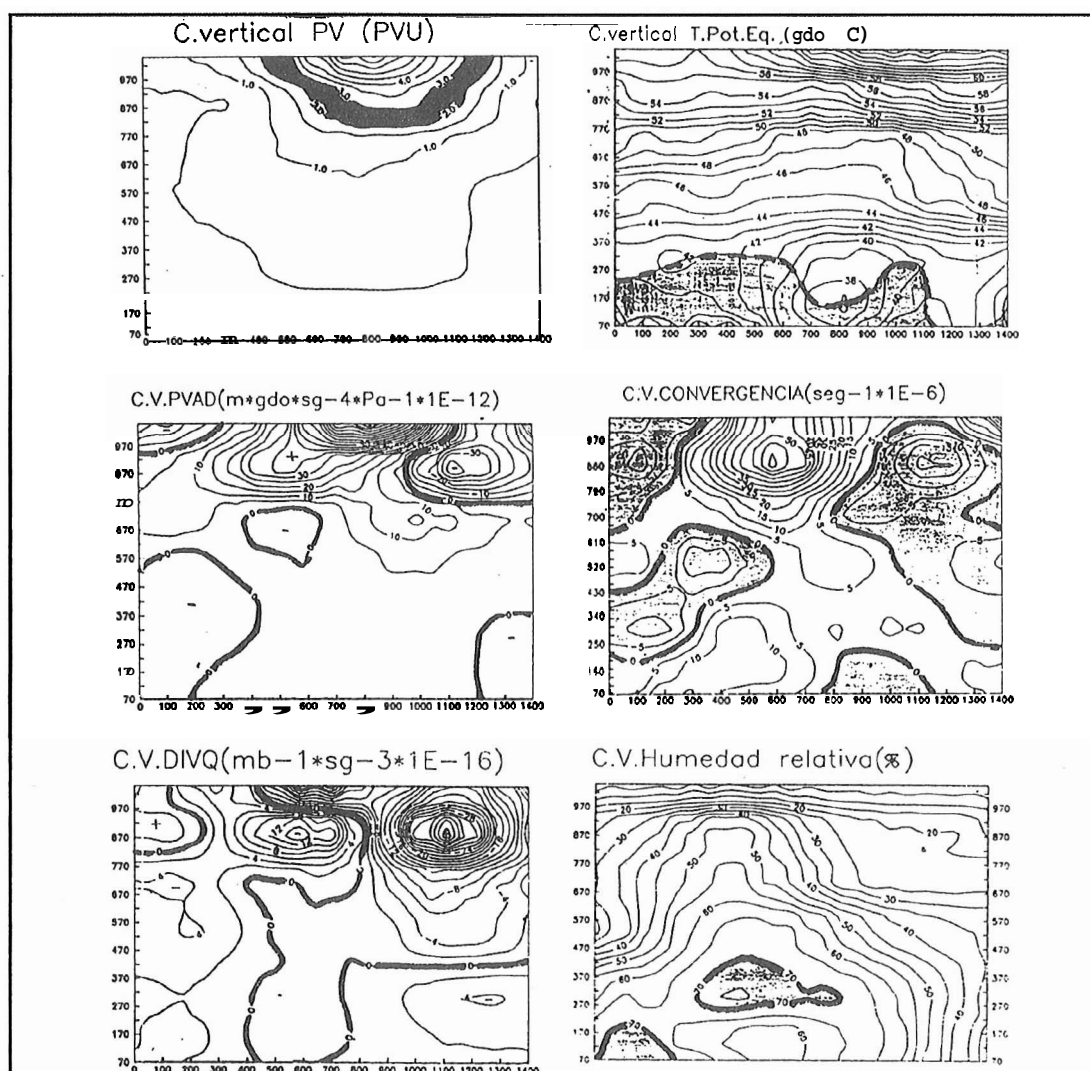


Figura 4: Cortes verticales día 11/10/90 a 12.Z. LAT = 31° N. 44° E; LON = 1° E.

Norte \longleftrightarrow Sur

Ordenadas: Altura en Dms; Abcisa: Distancia en km.

frentes en superficie y viento en superficie **extraído** de los Synops. Los frentes, están trazados subjetivamente en base a imágenes, temperatura potencial equivalente, su advección y flujo de humedad en 850 mb. En esta figura aparece también a trazos la localización de los cortes verticales que se muestran en la figura 3. En la figura 5.b se muestra presión y viento en superficie (Synops de 12.2) sobre una imagen visible de la misma hora. En la figura 5.c, se muestran paneles básicos de trabajo; estos paneles constan de:

- PV en 250 mb
- Advección de **vorticidad** potencial en 250 mb
- Temperatura potencial en 850 mb
- Geopotencial en 1000 mb

Con estos paneles, se trata de evaluar cualitativamente si se cumplen las condiciones del modelo conceptual de ciclogénesis expuesto en la figura 1.

Volviendo a la figura 5.a, se observa baroclinidad apreciable en niveles bajos por debajo de la anomalía de PV en altura. Las circulaciones inducidas por esta anomalía, deforman el campo térmico en 850 mb. La advección cálida que se produce entre Valencia y Baleares, es del orden de 2 grados en 10 horas en este nivel. El frente, se ondula levemente sobre la zona y aparece circulación cerrada en superficie (figuras 5.b y 5.c) tanto en los Synops como en el análisis objetivo del modelo INM. El forzamiento dinámico adiabático (no mostrado), en base a la divergencia del vector \mathbf{Q} , sobre esta zona tiene la siguiente configuración:

- Forzamiento positivo entre débil y **moderado** en niveles bajos hasta 700 mb.
- Forzamiento débilmente negativo en 500 mb.

En la figura 7.a, se muestra un mapa compuesto en superficie. Los datos necesarios para su elaboración, han sido extraídos de los Synops. Las regiones frontera (gradientes máximos en la temperatura potencial equivalente), coinciden prácticamente con la posición del frente frío en superficie. Las zonas con razón de mezcla superior a 10 gr/Kg , están situadas por delante del frente frío. Hay convergencia en una banda a lo largo del frente con un máximo sobre la zona donde se aparece ciclogénesis.

Las zonas con inestabilidad apreciable quedan al Noroeste y Sureste de la zona en cuestión.

El caso de ciclogénesis del día 11/10/90 tuvo lugar algo al Sureste de Palma entre 06 y 12.Z. El modelo conceptual de ciclogénesis (figura 1) vuelve a ser de utilidad en este caso.

En la figura 6.a, se aprecia la anomalía positiva de PV en 250 mb y la anomalía térmica positiva en 850 mb (zona punteada). El flujo de humedad en 850 mb en unidades $\text{m}^*\text{sg}^{-1}*\text{gr}*\text{Kg}^{-1}$, aparece plotado en la figura 6.a; la combinación de este flujo con la estructura térmica al mismo nivel (líneas rotas en la figura 6.a), da una idea de los procesos advectivos que dan lugar a la aparición de tal anomalía y su posición relativa respecto a la anomalía de PV en altura. A esta hora el análisis del modelo INM marcaba una advección de temperatura potencial equivalente de 5 grados en 10 horas en 850 mb sobre la zona donde se forma la anomalía térmica. En este caso, si existe inestabilidad apreciable sobre la zona en cuestión.

Los valores de distintos índices obtenidos del análisis del modelo son:

- Total de totales ($\overline{\text{TT}}$) entre 46 y 50.
- Índice K entre 28 y 32.

Disminución de la estabilidad estática en la troposfera media-baja (estudiada a partir de advección diferencial de espesores) con un máximo al Norte de Baleares; esto indicaría en principio la tendencia de la DANA a desplazarse hacia esta zona en base a los principios de conservación de PV. De hecho la anomalía de PV se desplazó en esa dirección.

Los cortes verticales de la figura 4, están situados 3 grados de longitud al Oeste de la zona donde la ciclogénesis tuvo lugar. El núcleo mas frío del SCM ya formado queda 100 Kms al Este del corte, aunque estos cortes intersectan la zona con nubosidad estratiforme del SCM. Hay que destacar de nuevo la estructura vertical del forzamiento dinámico adiabático (ver figuras 4 y 6.c).

En este caso, el reforzamiento del flujo de Levante provocado por la ciclogénesis coincide con otros factores:

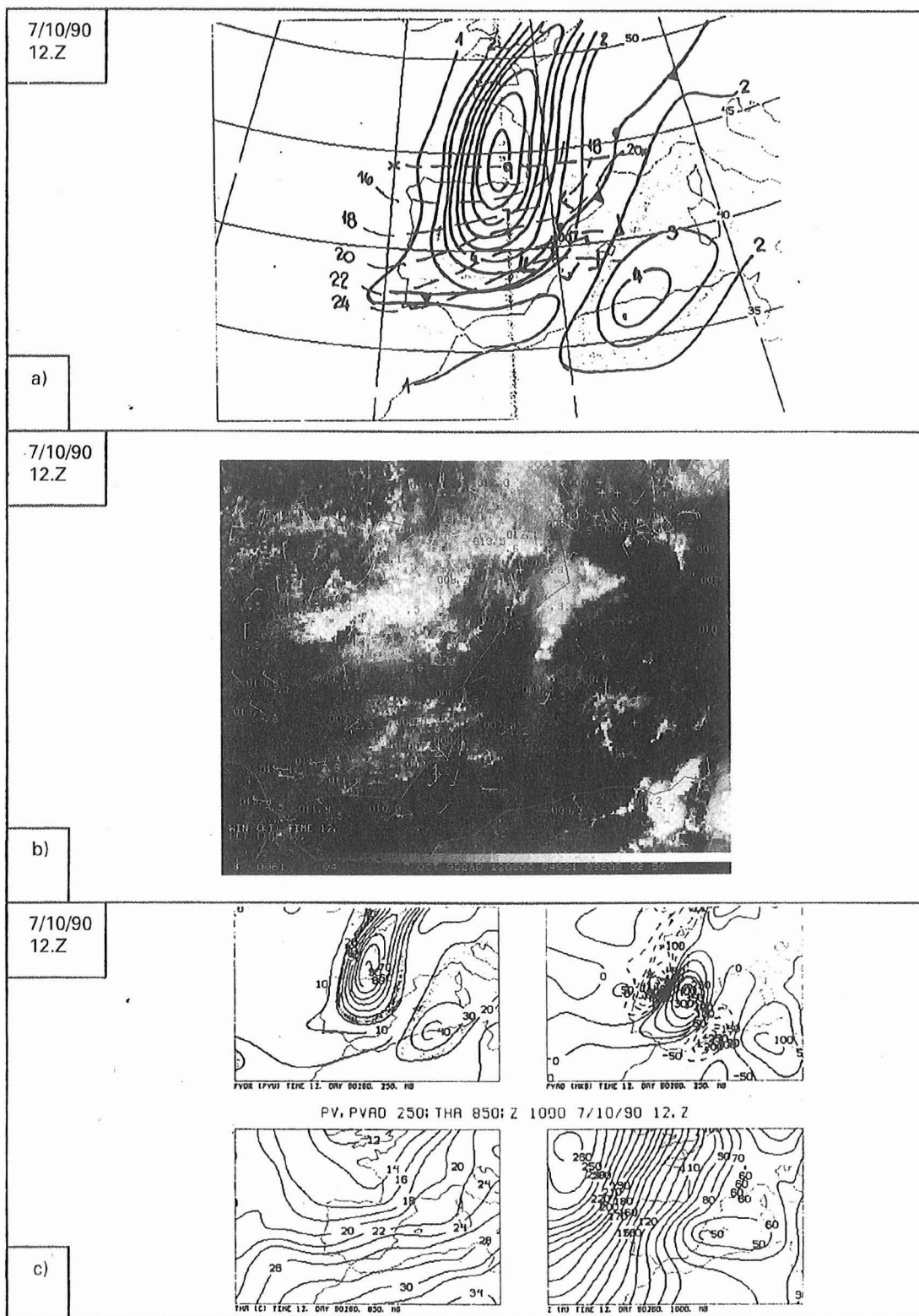


Figura 5: a) Mapa compuesto PV 250, T. Potencial 850, Frentes SFC, viento SFC (SYNOPS); b) Presión y viento SFC; c) Paneles modelo conceptual PV.

Existe una frontera con un gradiente notable de θ_e en niveles bajos sobre Palma cruzada al flujo de Levante.

Advección térmica entre 1 y 3 grados en 10 horas (además de la ya citada de temperatura potencial equivalente).

Inestabilidad apreciable.

En la figura 7.b, se muestra el mapa compuesto de superficie correspondiente al 11/10/90 a 06.Z, cuando el SCM ya estaba formado. Sobre la zona donde se produce ciclogénesis hay que destacar:

Frontera con un gradiente muy alto de temperatura potencial equivalente en el borde Nororiental de la anomalía de PV en altura. La zona sombreada, es la que presenta un contenido alto de humedad (razón de mezcla mayor de 12 gr/kg).

Al Este de la frontera ya citada y coincidiendo con el mayor contenido de humedad, tiene lugar el máximo de convergencia en superficie. Las advecciones térmicas positivas significativas que a esta hora aparecen al Sureste de la ciclogénesis, se movieron en las horas siguientes hacia la posición del SCM.

El SCM se forma entre la frontera ya señalada y el centro de ciclo génesis.

5. CONCLUSIONES.

1. La PV, aún en coordenadas de presión, es un trazador atmosférico, cuyas estructuras pueden seguirse en los mapas previstos de hasta 48 horas.

Los efectos de fricción y diabáticos comienzan a distorsionar las configuraciones de PV a plazo más largo.

2. Los máximos de viento aparecen encauzados entre 2 y 3 PVU al nivel de 250 mb.

La PV en niveles altos, superpuesta a imágenes en WV, permite discriminar sobre la naturaleza de las bandas oscuras en este canal:

Las bandas oscuras en zonas con valores altos de PV (valores de $PV > 4PVU$) indican hundimiento de la tropopausa, entrada de aire estratosférico y/o bandas de deformación.

Los máximos de viento, como ya se comentó, están conectados con zonas de transición de aire troposférico a estratosférico (PV entre 2 y 3 PVU).

3. La utilización de los conceptos sobre vorticidad potencial, ayuda a una visión cualitativa rápida sobre la estructura dinámica de la atmósfera.

En particular hacer notar que:

En la fase de vaguada móvil, el término advectivo domina la configuración dinámica en relación con

Desplazamiento de la vaguada.

Campo de velocidades verticales: Ascensos desde debajo de la parte central de la anomalía positiva de PV hacia la parte delantera de ésta, subsidencia en la parte trasera.

Hay que esperar estabilidad estática baja por debajo de la anomalía positiva de PV, lo que debe realzar el campo de velocidades verticales.

Cuando de la vaguada principal se desprende una anomalía aislada, se ralentiza el desplazamiento de ésta. La causa es una cancelación alta entre advección de vorticidad y vortex-stretching. Para anticipar el desplazamiento de una anomalía casi estacionaria, se hace necesario evaluar ambos términos. El campo de velocidades verticales, se ajusta a esta situación. Los cortes verticales de advección de PV y divergencia de Q de la figura 3 (correspondientes a la fase de vaguada móvil) y los de advección de PV, convergencia y divergencia de Q de la figura 4 (correspondientes a una anomalía en altura casi estacionaria) dan una idea sobre las dos fases reseñadas.

4. El modelo conceptual de ciclogénesis de la figura 1, es lo suficientemente simple como para ser interpretado con facilidad.

Con este fin, se han utilizado los paneles:

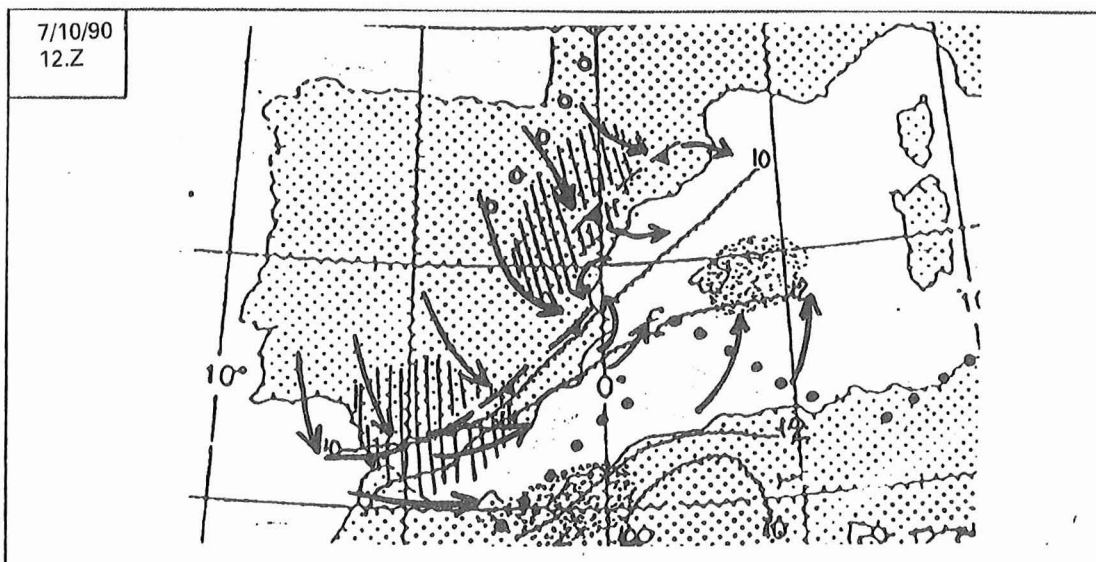


Figura 7.a: Mapa compuesto superficie (Synops). (Ver código).

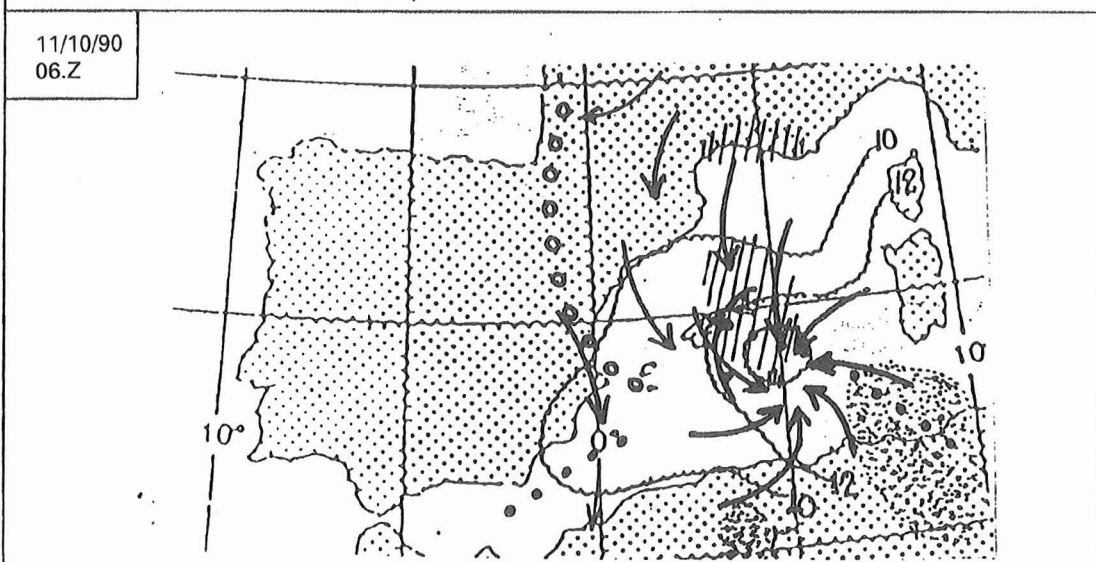






Figura 7.b: Mapa compuesto superficie (Synops). (Ver código).

CODIGO MAPAS COMPUESTOS SUPERFICIE	
e ● ● ●	Eje (θ_e)máx
○ ○ ○ ○	Eje (θ_e)mín
	$ \nabla \theta_e _{\text{máx}}$
	Razón de mezcla (gr/Kg)
	Flujo en SFC
	$\text{Adv}(\theta_e) > 3 \text{ gdo/10hr}$

PV 250 mb puede añadirse viento máximo	Advección de PV 250 mb
Temperatura potencial 850 ó 1000 (zonas sobre el mar)	Geopotencial 1000 mb o PSL

La utilización de estos paneles, está explicada en el texto.

5. Se requiere mucha más investigación sobre el uso operativo de la vorticidad potencial, en particular desarrollo de programas para obtener de modo interactivo

1. Análisis isentrópico completo

Cortes verticales de diversos campos como: PV y su advección, convergencia, divergencia del vector \mathbf{Q} , θ y θ_e tanto a partir de modelos numéricos como de datos convencionales o de una combinación de ambos.

REFERENCIAS:

On the use and significance of Isentropic Potential Vorticity maps. Quart, J. R. Met. Soc. (1985), 111, pp. 877,946; HOSKINS, B. J.; McINTYRE, M. E.; ROBERTSON, A.W.
On the Conservation and Impermability Theorems for Potential Vorticity. J. At. Sc. (1990), Vol.47, n°16, pp. 2021, 2030; HAYNES, P.H., McINTYRE, M.E..

APENDICE

La ecuación de vorticidad en el sistema $\{x, y, p, t\}$ se escribe

$$\mathcal{L}(\zeta_{ap}) + w \delta \zeta_{ap} / \delta p = \zeta_{ap} \delta w / \delta p + \vec{k} (\delta \vec{v} / \delta p \times \nabla_p w) \quad (A.1)$$

donde \mathcal{L} es el operador

$$\mathcal{L} = \{ \delta / \delta t + \mathbf{v} \cdot \nabla \}$$

El término advectivo sugiere la tendencia de la parte inferior del vórtice a ser trasladado corriente abajo.

Un cálculo apropiado de w indica que en el caso de un vórtice casi estacionario el término advectivo se cancela con los términos del lado dcho. de (A.1). El término dominante en esta cancelación es el conocido como vortex **stretching/shrinking (VS)**

$$VS = \zeta_{ap} \delta w / \delta p$$

En el caso estacionario un valor $PVAD > 0$ implica $VS < 0$ o lo que es igual divergencia en el nivel considerado. De un modo similar habrá cancelación en la ecuación térmica entre advección y **calentamientos/enfriamientos** adiabáticos.

En el caso de una vaguada de PV móvil, los movimientos verticales surgen como una respuesta con vistas a la conservación de la masa y el balance térmico. Aquí la anomalía de PV actúa como una aspiradora que succiona aire desde debajo de la anomalía hasta su parte delantera y lo deposita en su parte posterior. Un desplazamiento acusado requiere que en la zona donde actúa una advección notable ($PVAD > 0$) el término VS sea positivo o de un orden de magnitud menor que la advección.

Los movimientos verticales son tanto más intensos cuanto mayor sea la advección (PVAD).

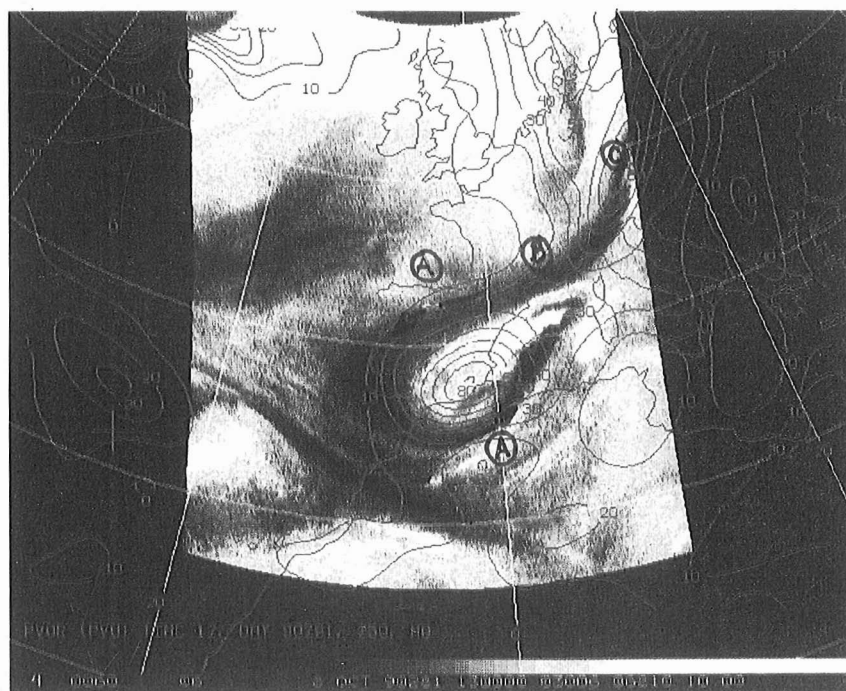


Figura 8: Imagen WV del 8/10/90 a 13.Z + PV 250 de 12.Z; A = Viento máximo; B = >Zona de deformación; C = >Hundimiento de la tropopausa.

La velocidad vertical puede considerarse como suma de tres contribuciones.

$$W = W_{PVA} + W_{BTA} + W_{IU}$$

donde: W_{PVA} = >Debida a advección de vorticidad potencial

W_{BTA} = >Debida a advección térmica en el contorno inferior

W_{IU} = >Ascensos sobre la superficie isentrópica

a estos términos, habría que añadir los efectos de la fricción en la capa límite y los **diabáticos**, especialmente la liberación de calor latente por condensación que juega un papel **crucial** en ciertos fenómenos.